



UFRJ

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, ANÁLISE ESTRUTURAL E
METAMORFISMO NAS PROXIMIDADES DE CAMPOS DE
CUNHA, SÃO PAULO**

ARTHUR TÁVORA DE MELLO SOARES

TRABALHO FINAL DE CONCLUSÃO DE CURSO

BACHARELADO EM GEOLOGIA

ORIENTADORES: JULIO CEZAR MENDES, RODRIGO VINAGRE

RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL

JANEIRO DE 2018

Arthur Távora de Mello Soares

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, ANÁLISE ESTRUTURAL E
METAMORFISMO NAS PROXIMIDADES DE CAMPOS DE
CUNHA, SÃO PAULO**

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado
como requisito necessário para a
obtenção do grau de bacharelado em
Geologia.

Orientadores: Julio Cezar Mendes,
Rodrigo Vinagre

FICHA CATALOGRÁFICA

Soares, Arthur Távora de Mello

Mapeamento Geológico, Análise Estrutural e Metamorfismo nas proximidades de Campos de Cunha, São Paulo.

34f. 29,7cm (Instituto de Geociências- UFRJ, B.Sc, Curso de Graduação em Geologia, 2018)

Orientadores: Julio Cezar Mendes, Rodrigo Vinagre

Monografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

1. Mapeamento Geológico – Monografias. 2. Petrografia – Monografias
3. Metamorfismo e Análise Estrutural – Monografias 4. Geocronologia – Monografias

I-IGEO/UFRJ

II-Título (série)

Arthur Távora de Mello Soares

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO, ANÁLISE ESTRUTURAL E
METAMORFISMO NAS PROXIMIDADES DE CAMPOS DE
CUNHA, SÃO PAULO**

Trabalho apresentado, como requisito
para a conclusão do curso geologia,
ao Departamento de Geologia do
Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio de Janeiro.

Aprovada em 11 de Janeiro de 2018

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Julio Cezar Mendes (Orientador)

Dr. Rodrigo Vinagre (Orientador)

Prof. Dr. Silvia Medeiros

Prof. Dr. André Avelar

Rio de Janeiro

2018

SUMÁRIO

Lista de Figuras, **vi**

Agradecimentos, **viii**

Resumo, **ix**

Abstract, **x**

1 – Introdução, 1

2 – Métodos, 3

3 – Localização e acessos da área mapeada, 4

4 – Geologia Regional, 6

4.1 - Porção Meridional do Orógeno Brasília e a Zona de Interferência, 8

4.2 - Porção Central da Faixa Ribeira, 12

5 – Geologia Local, 15

5.1 - Descrição das Unidades de Mapeamento, 15

Unidade A, **15**

Unidade B, **19**

Unidade C1, **23**

Unidade C2, **25**

Unidade D, **28**

Unidade E, **33**

6.1 – Geologia Estrutural, 37

6.2 – Metamorfismo, 40

7 – Geocronologia, 45

7.1 – Discussões a respeito da geocronologia, 49

8 – Apontamentos Finais, 50

Referências Bibliográficas, 52

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização e perímetro da área mapeada neste trabalho;

Figura 2 – Rotas e acesso a área de mapeamento, partindo da cidade do Rio de Janeiro;

Figura 3 – Encartes tectônicos adaptados A) de Heilbron et al., (2004) mostrando a extensão e posição geográfica da Província Mantiqueira e B) de Trouw et al. (2013) com PP-Paleoplaca Paranapanema; SF-Paleoplaca São Francisco; AM-Paleoplaca Amazonas; RP-Paleoplaca Rio de la Plata; WA-Oeste Africano;

Figura 4 – Encarte tectônico adaptado de Trouw et al., (2013);

Figura 5 – Seções esquemáticas de Trouw et al., (2013);

Figura 6 – Foto do afloramento da Fácies 1 do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (Ponto CDC – 21).

Figura 7 – Foto do afloramento da Fácies 2 do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (Ponto CDC – 97);

Figura 8 – Fotomicrografia do aspecto geral do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico;

Figura 9 – Fotomicrografia do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico;

Figura 10 – Foto de uma amostra do Biotita Ortognaisse Migmatítico (Ponto CDC – 50);

Figura 11 – Imagens de petrografia do Biotita Ortognaisse Migmatítico;

Figura 12 – Foto de uma amostra do Biotita Muscovita Paragnaisse (Ponto CDC – 13);

Figura 13 – Fotomicrografia do aspecto geral do Biotita Muscovita Paragnaisse;

Figura 14 – Foto de um afloramento do Quartzito (Ponto CDC – 131);

Figura 15 – Fotomicrografia do aspecto geral do Quartzito;

Figura 16 – Fotomicrografia do Quartzito evidenciando a intercalação com níveis biotíticos;

Figura 17 – Fotos de amostras do Biotita Muscovita Xisto (Ponto CDC – 9);

Figura 18 – Foto de um afloramento do Biotita Muscovita Xisto evidenciando a possível presença de pseudomorfo de cianita (Ponto CDC – 100);

Figura 19 – Fotomicrografia do Biotita Muscovita Xisto evidenciando a presença local de sillimanita;

Figura 20 – Fotomicrografia do Biotita Muscovita Xisto evidenciando as ocorrências locais de cristais de sillimanita;

Figura 21 – Fotomicrografia do aspecto geral do Biotita Muscovita Xisto mostrando o dobramento da foliação principal (Sn) controlada pelas micas;

Figura 22 – Fotos de afloramentos do Metagranitóide Porfirítico. Notar o controle que a rocha exerce na morfologia da área, se destacando no relevo devido a sua resistência à alteração intempérica;

Figura 23 – Foto de uma amostra da Fácies 1 do Metagranitóide Porfirítico. Notar sua textura equigranular e granulação, principais características que a diferem das outras fácies (Ponto CDC – 80);

Figura 24 – Foto de um afloramento da Fácies 3 do Metagranitóide Porfirítico mostrando sua textura inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspatos tabulares subédricos (Ponto CDC – 103);

Figura 25 – Imagem interpretada de um afloramento do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (unidade A, ponto CDC -53). Destaque para a foliação Sn que ocorre no plano axial de dobras Dn. A foliação Sn-1 é identificada nas charneiras destas dobras;

Figura 26 – Imagem interpretada de um afloramento do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (unidade A, ponto CDC – 16). Destaque para a lineação de estiramento Ln definida por cristais estirados de quartzo;

Figura 27 – Estereogramas das atitudes da foliação Sn e lineação Ln;

Figura 258 – Fotos da petrografia do xisto (unidade D) presente na área de mapeamento;

Figura 29 – Fotomicrografia do Biotita Muscovita Xisto (unidade D) mostrando o crescimento de clorita tanto na matriz da rocha como substituindo os cristais de biotita;

Figura 30 – Imagens da petrografia de ortognaisses do embasamento (Unidade B) evidenciando o crescimento de biotita a partir da trama milonítica da rocha;

Figura 31 – Imagens de cathodoluminescência dos cristais de zircão analisados mostrando zonamento interno típico de zircão ígneo como também sobrecrecimento de bordas metamórficas;

Figura 3226 – Gráfico de dados com 95-105% de concordância evidenciando a quantidade de análises de diferentes idades registradas nos cristais de zircão analisados;

Figura 273 – Imagem de cathodoluminescência evidenciando um sobrecrecimento de uma borda nebulosa aparentemente de origem metamórfica;

Figura 284 – Gráfico de dados com 90-110% de concordância evidenciando a quantidade de análises de diferentes idades registradas nos cristais de zircão analisados;

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Rodrigo Vinagre por todo o suporte dado ao longo dos meus últimos períodos na faculdade, pela sua orientação ao longo deste trabalho e dos trabalhos de campo realizados, pela bagagem geológica compartilhada e os ensinamentos, se mostrando um ótimo profissional e bom amigo.

Agradeço ao Julio Cezar Mendes (Julinho) por todas as oportunidades, ensinamentos e orientações fornecidas ao longo de praticamente toda a faculdade e por sua enorme amizade.

Agradeço aos professores Atlas, Everton, Ciro, Cainho, Cícera, Silvia, André, Renata, Borghi, Limeira pelas disciplinas em que tive oportunidade de cursar, ajudando muito na minha experiência profissional e pessoal e por todo o conhecimento compartilhado ao longo desses últimos anos.

Agradeço a equipe do CETEM que me acompanhou durante a realização das imagens de cathodoluminescência como também ao professor Mauro da equipe do Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da UERJ que me forneceu grande ajuda nos estudos de geocronologia.

Agradeço aos meus veteranos em que muito me ensinaram desde o início da faculdade, afinal geologia se aprende conversando com os mais experientes! Em especial André Assis, Vitor Caputo, Joao Pedro Oliveira e Tomas Lisboa.

Agradeço ao meu colega de turma Eric Prado (Biro Biro) em que muito me ajudou na digitalização do mapa e por todos os conhecimentos passados e compartilhados, assim como os meus colegas de turma que me ensinaram muito e tornaram todos esses anos de geologia os melhores anos da minha vida. Em especial Pedro Semedo, Felipe Cestari, José Arthur e Tomás Arona.

Agradeço aos colegas do diretório acadêmico Joel Valença.

Agradeço ao CNPQ pela oportunidade concedida para a realização do programa Ciências sem fronteiras na Universidade de Liverpool e aos amigos que fiz lá, Felipe Almeida, Matthew James, Sudá Andrade e Marcos Magnus.

Agradeço a minha família, pelo amor e apoio incondicional. Aos meus pais Vera Lúcia e Antônio Lima por terem sido o pilar de toda a minha vida e toda a minha educação! Em especial aos meus avós Dona Bibi e Guttembergh por todo o esforço em que fizeram durante a minha vida para que eu pudesse continuar estudando esses anos todos! À minha irmã de sangue, carne, osso e alma, Camila, por tudo em que a gente viveu junto e pelos ensinamentos dia após dia!

RESUMO

MAPEAMENTO GEOLÓGICO, ANÁLISE ESTRUTURAL E METAMORFISMO NAS PROXIMIDADES DE CAMPOS DE CUNHA, SÃO PAULO

As unidades geológicas que afloram na região de Campos de Cunha, São Paulo, pertencem ao Terreno Embu. Essa entidade tectônica é constituída por rochas metamórficas e ígneas, em sua maioria com idades proterozoicas. O objetivo deste trabalho é, além do mapeamento geológico, analisar as estruturas e metamorfismo registrados na área entre as cidades de Silveiras e Campos de Cunha (SP). Para isso foi produzido um mapa geológico na escala 1:50.000 utilizando como base a carta topográfica do IBGE Campos de Cunha. Foram descritos e georreferenciados, aproximadamente, 150 afloramentos que renderam o reconhecimento de seis unidades de mapeamento. Por meio de relações de campo, supõe-se que a ordem a seguir corresponda à ordem estratigráfica da unidade mais velha para a mais nova: A) Hornblenda Ortognaisse Migmatítico; B) Biotita Ortognaisse Migmatítico; C1) Biotita Muscovita Paragnaisse; C2) Quartzito; D) Biotita Muscovita Xisto; e E) Metagranitóide Porfíritico. As unidades A e B são interpretadas como rochas pertencentes ao embasamento e separadas por uma discordância litológica das unidades paraderivadas C1, C2 e D. Todo esse conjunto é encaixante de um corpo metaigneo (unidade E) que se estende por dezenas de quilômetros quadrados, com composição granítica e textura inequigranular porfíritica. Trata-se do Batólito Serra do Quebra Cangalha, com idade de cristalização (U-Pb em zircão) por volta de 680 Ma. A foliação tectônica principal da área, Sn, é produto do dobramento e transposição de uma foliação pretérita Sn-1, que por sua vez, é somente observada nas charneiras de dobras isoclinais Dn. Sn mergulha tanto para NW, suavemente, como para SE, mais íngreme, mostrando que ocorre dobrada por uma fase deformacional Dn+1. As dobras Dn + 1 são abertas e assimétricas com eixos caindo suavemente para SW, uma vez que no mapa geológico a estrutura dos antiformais fecham para SW e os sinformais para NE. Contida na foliação Sn, ocorre uma lineação de estiramento mineral, dada por micas e quartzo estirado, com caimento médio de 20° para NE. O metamorfismo está caracterizado pelo contraste entre as rochas do embasamento, fortemente migmatizadas, e as rochas da cobertura paraderivada, que possuem pouco ou nenhum corpo anatético. Os xistos são compostos por biotita, mica branca, quartzo e plagioclásio, além de raras granada, sillimanita e clorita. Essa associação mineralógica, mesmo podendo ter sido produzida por mais de uma fase de metamorfismo, e provavelmente foi, mostra que essas rochas não atingiram em nenhum momento um grau metamórfico superior a fácies anfibolito, tendo ficado, provavelmente, na transição das fácies xisto verde / anfibolito.

ABSTRACT

GEOLOGICAL MAPPING, STRUCTURAL ANALYSIS AND METAMORPHISM NEARBY CAMPOS DE CUNHA, SÃO PAULO

The geological units that outcrop in Campos de Cunha, São Paulo, belong to the Embu Terrain. This tectonic unit consists of metamorphic and igneous rocks, mostly with proterozoic ages. The goal of this paper is the geological mapping of an area situated between the cities of Silveiras and Campos de Cunha (SP), and further the study of the structures and metamorphism recorded in the mapped rocks. For this purpose, a geological map was produced in the 1:50.000 scale using the IBGE Campos de Cunha topographic map. Approximately 150 outcrops have been described and georeferenced allowing the recognition of six mapping units. By means of field relations the following stratigraphic order, from the oldest to the youngest unit, is here established: A) Migmatitic Hornblende Gneiss; B) Migmatitic Biotite Gneiss; C1) Biotite Muscovite Gneiss; C2) Quartzite; D) Biotite Muscovite Schist; and E) Porphyritic Metagranitoid. The units A and B are interpreted as belonging to the basement separated of the paraderived units C1, C2, and D by a lithological discordance. These units are intruded by a metaigneous body (unit E) which extends for tens of square kilometers, with granite composition and porphyritic inequigranular texture. This is the Serra do Quebra Cangalha batholith, with crystallization age (U-Pb in zircon) around 680 Ma. The main tectonic foliation of the area, S_n , is the product of the folding and transposition of a previous S_{n-1} foliation, which is only observed in the hinges of D_n isoclinal folds. S_n plunges gently to NW, as well as to SE, with a steeper angle, attesting it was folded by the deformational phase D_{n+1} . This D_{n+1} phase produced asymmetric and open folds with axes plunging gently to SW, since in the geological map the antiforms have nozzles closing to SW and the sinforms to NE. Within the S_n foliation, a mineral stretching lineation occurs, given by micas and stretched quartz, showing an average plunge of 20° to NE. The metamorphism is characterized by the contrast between the rocks of the basement, strongly migmatized, and the rocks of the paraderived cover, that have none or just a few anatectic bodies. The schists are composed of biotite, muscovite, quartz and plagioclase, as well as rare garnet, sillimanite and chlorite. This mineralogical association, even though it may have been produced by more than one metamorphic phase, and probably was, indicates that these rocks did not reach a metamorphic degree higher than amphibolite facies. The transition of green schist / amphibolite facies is the most probable metamorphic constrain for these metasedimentary lithotypes.

1 – INTRODUÇÃO

A região que compreende a divisa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro inclui unidades tanto da Nappe Socorro como do Terreno Embu. Estes conjuntos geotectônicos estão relacionados à evolução neoproterozoica que deu origem a Faixa Brasília Meridional e o segmento central da Faixa Ribeira. A história geotectônica da Faixa Brasília Meridional relaciona-se à colisão entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco.

O bloco Paranapanema (Leonardos Jr & Fyfe, 1974; Cordani et al., 1984; Mantovani et al., 2005) representa o paleocontinente cavalgante sobre o bloco Sanfranciscano (Almeida, 1977 e 1981) durante a convergência e posterior colisão continental relacionada à evolução da faixa Brasília meridional no Neoproterozoico (Campos Neto & Caby, 2000; Trouw et al., 2000, 2013). Na margem ativa do bloco Paranapanema desenvolveu-se durante o estágio pré-colisional um arco magmático constituído de corpos ígneos batolíticos, a maioria com dimensões na ordem de centenas de km², encaixados em rochas tanto orto como paraderivadas.

No estágio colisional (ca. 630-610 Ma), a margem ativa do bloco Paranapanema evoluiu para uma espessa lasca tectônica denominada Nappe Socorro–Guaxupé (NSG, Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto et al., 2011).

Em um contexto mais atual, a Nappe Socorro-Guaxupé é definida como um segmento continental composto por crosta inferior e média, constituído em um ambiente de arco magmático, produzido pela subducção da placa oceânica existente entre os antigos blocos continentais São Francisco e Paranapanema (Janasi, 1999; Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto, 2000; Hackspacher et al., 2003; Campos Neto et al., 2011; Trouw et al., 2000 e 2013). O registro geológico dessa margem ativa seria o grande volume de magmatismo cálcio-alcálico, interpretado como um arco magmático, com idades que variam de 690 a 620 Ma (Vinagre et al., 2014a).

Hasui (1975) caracterizou um pacote de metassedimentos e rochas metaígneas, com forma alongada segundo a direção NE-SW e localizado a sul da Nappe Socorro, como Complexo Embu. Nos anos seguintes uma nomenclatura de terreno foi adotada para esse compartimento tectônico, o que incluía tanto a cobertura metassedimentar como o embasamento paleoproterozoico. Esse compartimento tectônico (Terreno Embu) estaria limitado a norte pela Nappe Socorro, segundo zonas de cisalhamento dextrais (Rio Jaguari/Jundiuvira/Buquira), transicionando para o Terreno Paraíba do sul

a NE e acunhando no Terreno Apiaí a SW (Heilbron et al., 2004 e 2008; Trouw et al., 2013).

As zonas de cisalhamento que definiriam o limite entre a Nappe Socorro e o Terreno Embu teriam sido produzidas em um segundo estágio colisional que registrou transporte tectônico de topo para NNW (Heilbron et al., 2004 e 2008) em aproximadamente 590-560 Ma (Heilbron et al., 2003, 2004 e 2008; Janasi et al., 2003). Foi justamente esse segundo estágio colisional, vinculado à estruturação da Faixa Ribeira, o responsável pela formação da zona de interferência entre as faixas móveis Brasília Meridional e Ribeira Central (Trouw et al., 2000; Heilbron et al., 2004; Peternel et al., 2005). O limite sul dessa zona de interferência corresponderia ao limite sul da Faixa Brasília Meridional localizada na Zona de Cisalhamento Jundiuvira/Buquira (Campos Neto, 2000), a NE da cidade de São Paulo. Essa zona de cisalhamento limitaria a Faixa Brasília Meridional ao norte da Faixa Ribeira Central, isto é, a Nappe Socorro e Terreno Embu, respectivamente.

O Terreno Embu foi de início diferenciado dos terrenos adjacentes em função da natureza peraluminosa dos corpos magmáticos nele instalados, em contraste com os corpos predominantemente metaluminosos da Nappe Socorro-Guaxupé. Segundo Janasi & Ulbrich (1991) e Janasi et al. (2003) outro diferencial é a presença de um embasamento paleoproterozoico no Terreno Embu, que só recentemente foi verificado também na Nappe Socorro (Trouw, 2008; Trouw et al., 2013). Além desses fatos, no Terreno Embu foram reportadas idades de ~790 Ma (cristalização ígnea, Cordani et al., 2002) e/ou metamorfismo (Vlach et al., 2001), não reconhecidos nos terrenos adjacentes, o que justificou a separação do Terreno Embu dos demais terrenos.

Resultados recentes levaram a uma nova interpretação desta região (Trouw et al., 2013; Vinagre et al., 2014a; Vinagre et al., 2017), considerando o Terreno Embu como uma continuação da Nappe Socorro.

Este trabalho tem como principal objetivo aprimorar a compreensão acerca da evolução geológica do Terreno Embu. Para tal, foram realizados: mapeamento geológico, estudos de caracterização litofaciológica, além de análises de estruturas e metamorfismo, na porção centro-ocidental do Terreno Embu, entre as cidades de Silveiras e Campos de Cunha, leste do estado de São Paulo.

Vale ressaltar que esse trabalho resultou no artigo “Proterozoic evolution of part of the Embu Complex, eastern São Paulo state, SE Brazil” publicado em 2017 no *Journal of South American Earth Sciences*.

2 – MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos, as atividades realizadas foram divididas em três etapas: A) mapeamento de campo utilizando a base topográfica do IBGE Campos de Cunha (1:50.000), onde ao longo de 15 dias foram feitas descrições de afloramentos, perfis geológicos, medições de dados estruturais, caracterização do metamorfismo e coleta de amostras, tanto para confecção de lâminas delgadas, como para análises geocronológicas; B) etapa laboratorial, o que inclui tanto a preparação das amostras como as análises em diferentes laboratórios; e C) etapa de escritório, onde foram tratados e interpretados os dados laboratoriais, confecção de mapa geológico, seções geológicas, estudos bibliográficos e o corpo deste trabalho.

Para a primeira etapa, um veículo foi utilizado para o deslocamento entre os afloramentos estudados. Visitou-se 151 pontos na área de mapeamento onde foram recolhidos os dados de campo. A localização dos pontos estudados foi plotada na base topográfica com auxílio de um GPS (marca Garmin, modelo Etrex) efetuando a leitura das coordenadas geográficas no formato UTM, referenciadas com o *datum* “Córrego Alegre, zona 23S”. Uma bússola geológica (marca Brunton, modelo 8099 Eclipse) foi utilizada para a medição das feições estruturais, sendo a forma dip / dip a notação utilizada. Foram coletadas cerca de 70 amostras de rocha com o objetivo de confeccionar lâminas delgadas para estudos petrográficos, realização de análises de gabinete e de geocronologia. A classificação da granulação das rochas durante as descrições realizadas seguiu o padrão da tabela contida na caderneta de campo da Sociedade Brasileira de Geologia (SBG):

GRANULAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS

Grossa >5mm

Média – Entre 1 e 5mm

Fina – Entre 0,5 e 1mm

Muito Fina < 0,5mm

A segunda etapa foi realizada em laboratórios. As lâminas delgadas orientadas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Departamento de Geologia – IGEO, UFRJ. As lâminas confeccionadas foram analisadas, descritas e fotografadas com o auxílio de microscópios Zeiss modelo Axioplan II acoplado a uma câmera digital; Uma amostra de quartzito foi selecionada para a realização de datação

radiométrica. Esta passou por processos de britagem, separação dos grãos em batéia, utilização de um ímã para a separação de minerais magnéticos e separação por densidade com utilização de líquido denso (Bromofórmio). A finalidade destes processos foi separar os cristais de zircão dos demais cristais contidos na amostra para a realização de estudos de geocronologia. Estes cristais de zircão foram levados para o laboratório do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) da UFRJ, a fim de serem obtidas imagens de cathodoluminescência e a partir destas definir os possíveis alvos nos cristais para a realização dos disparos que determinam as idades absolutas. Estas imagens foram levadas juntamente com os cristais de zircão para o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da UERJ a fim de concluir a etapa de datação radiométrica desta amostra. O processo utilizado foi o *Laser Ablation* (LA-ICP-MS, *Thermo Finnigan Neptune multicollector*), ao qual foi executado com os seguintes parâmetros: o gás transportador na câmara de coleta, com um fluxo 0,35-0,45 L/min, foi o Hélio(He); a frequência do *laser* foi de 7-10 Hz, 30-36 % da potência, com 0,5 a 1,2 J/cm² de energia; o diâmetro do feixe foi de 30 µm, que funcionou a uma velocidade de 1 µm/sec. Com essa relação potência x velocidade, 1 minuto foi o tempo necessário para a coleta de material do zircão, cerca de 40 ciclos por 1,049 segundos.

A terceira e última etapa foi realizada em gabinete, onde todos os dados provindos das etapas anteriores foram tratados e interpretados. O texto e as tabelas deste trabalho foram redigidos no software Microsoft Word 2010, as imagens foram editadas com o auxílio do software Corel DRAW X6, o mapa e a seção geológica (anexo) foram elaborados no software ArcGIS 10.2.2, os estereogramas foram elaborados no programa GEOrient e as escalas das imagens petrográficas foram estabelecidas utilizando o programa AxioVision Rel. 4.8.

3 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS DA ÁREA MAPEADA

A área de estudo encontra-se localizada na porção leste do estado de São Paulo, entre as cidades de Silveiras (ao norte) e Campos de Cunha (ao sul), poucos quilômetros próximo do limite com o estado do Rio de Janeiro (Figura 1). O perímetro da área é dado pelos pontos a seguir em coordenadas UTM (zona 23S): 7484S/0500E (NW), 7470S/0500E (SW), 7484S/0526E (NE) e 7470S/0526E (SE).



Figura 1 – Localização e perímetro da área mapeada neste trabalho.

As principais vias de acesso partindo da cidade do Rio de Janeiro são a Via Expressa Presidente João Goulart / Linha Vermelha, Rodovia Presidente Dutra (BR-116) até a Rodovia Hamilton Vieira Mendes em Cachoeira Paulista. Pegando a saída 34 via BR-116, entrar na Rodovia dos Tropeiros, seguir para Estrada Bairro dos Macacos até a área localizada no distrito de Cunha, conforme mostra a figura 2. A área conta também com uma rede de estradas de terra e inúmeras trilhas.

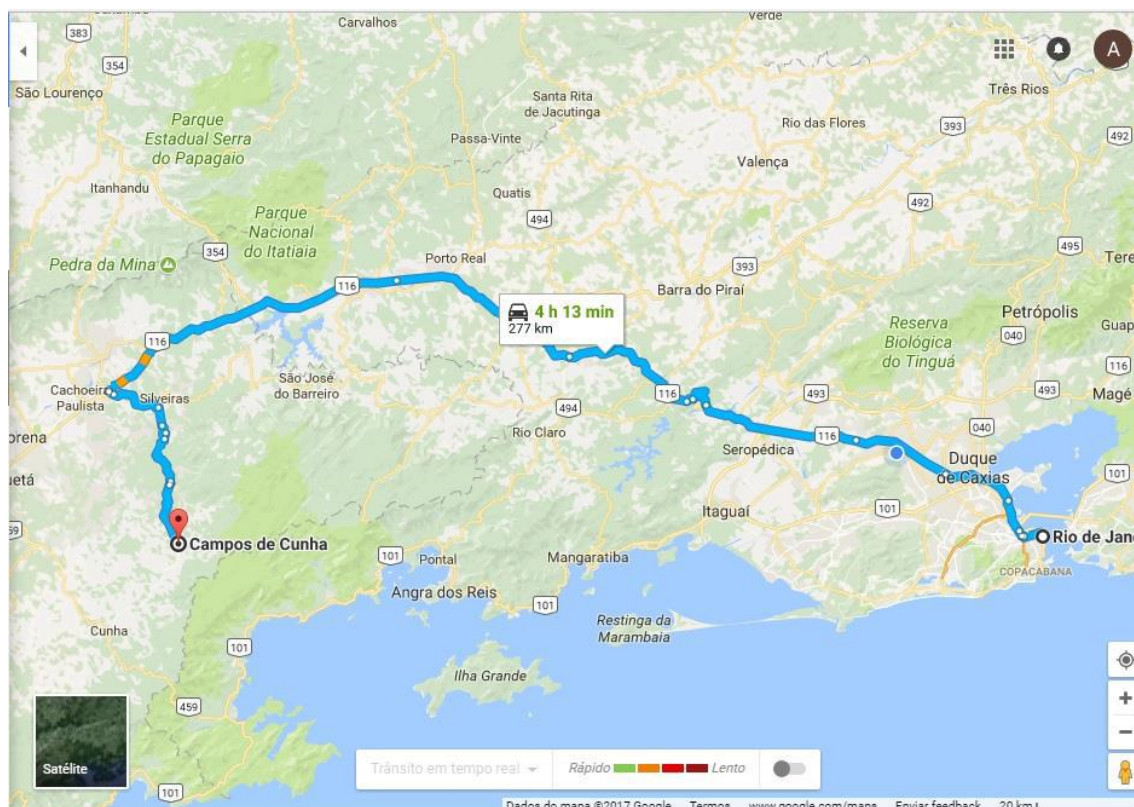


Figura 2 – Rotas e acesso a área de mapeamento, partindo da cidade do Rio de Janeiro.

4 –GEOLOGIA REGIONAL

As descrições a seguir são principalmente baseadas nos trabalhos: Fernandes (1991); Janasi (2002); Duffles (2013); Trouw *et al.*, (2013); Vinagre (2014); Duffles *et al.*, (2016). A fim de evitar excesso de referências nos finais das frases desta descrição, estas citações foram omitidas mantendo-se apenas as demais referências.

A área estudada está tectonicamente localizada na Província Mantiqueira, definida por Almeida *et al.*, (1977, 1981) como uma faixa de orógenos Neoproterozoicos de aproximadamente 3.000 km alinhada segundo um rumo NE-SW que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai (Figura 3 A). Desde a década de 1970 a Província Mantiqueira está subdividida em “maciços medianos” e faixas de dobramentos, já sendo reconhecidas porções de embasamento retrabalhado, cobertura metassedimentar, zonas de cisalhamento transcorrentes NE–SW, e bacias tardias na evolução neoproterozoica da região. A Província Mantiqueira está relacionada ao Ciclo Neoproterozoico Brasileiro ao qual envolveram ciclos de Wilson

que deram origem à formação diácrona da porção ocidental do Paleocontinente Gondwana.

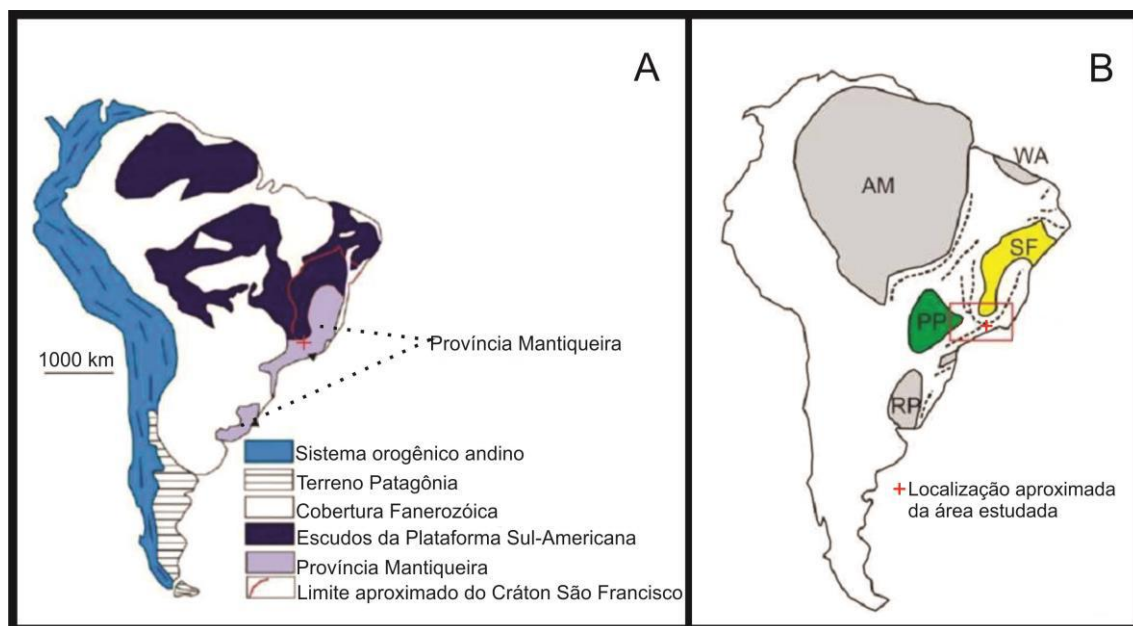


Figura 3 - Encartes tectônicos adaptados A) de Heilbron et al., (2004) mostrando a extensão e posição geográfica da Província Mantiqueira e B) de Trouw et al. (2013) com PP- Paleoplaca Paranapanema; SF-Paleoplaca São Francisco; AM-Paleoplaca Amazonas; RP-Paleoplaca Rio de la Plata; WA-Oeste Africano.

O Sistema Orogênico Mantiqueira engloba os orógenos Araçuai, Ribeira, Dom Feliciano, São Gabriel, e a zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira. A zona de interferência compreende um conjunto de unidades cujas relações geotectônicas com o Orógeno Ribeira são ainda dúbias e, em parte, poderiam pertencer à extremidade sul do Orógeno Brasília Meridional, sendo em função disto, agrupadas nos terrenos Apiaí-Guaxupé e Embu.

Dentre estes orógenos citados destacam-se para esse trabalho a Faixa Brasília meridional e o segmento central da Faixa Ribeira, incluindo a zona de interferência entre elas. A área destacada na figura 3 B, representa a localização aproximada da região mapeada neste trabalho que se encontra no leste do estado de São Paulo e está inserida em uma entidade tectônica pertencente à Província Mantiqueira, denominada Complexo Embu.

4.1 – PORÇÃO MERIDIONAL DO ORÓGENO BRASÍLIA E A ZONA DE INTERFERÊNCIA

No sudeste do Brasil, o segmento meridional da Faixa Neoproterozoica Brasília é dominado por um trend estrutural NNW – SSE e está aparentemente truncado pela porção central da Faixa Ribeira com trend ENE – WSW. A edificação da Faixa Brasília meridional é descrita como o produto da colisão E-W entre a margem continental passiva do paleocontinente São Francisco, localizado a leste, com a margem continental ativa do paleocontinente Paranapanema localizado a oeste da sutura (Figura 3). Esta colisão produziu um espesso empilhamento de nappes com vergência para leste ao longo da sutura sendo referido como Sistema de Nappes Andrelândia, na porção meridional da Faixa Brasília. Este sistema de nappes representa a margem continental passiva (placa inferior) e é constituído principalmente por metassedimentos fortemente deformados que compõem a Megassequência Andrelândia, apresentando metamorfismo tectonicamente invertido, gradando de fácies anfíbolito na base para fácies granulito de alta pressão no topo. Porções de um embasamento composto por ortognaisses ocorrem intercaladas nas nappes. Este embasamento é interpretado como sendo derivado do paleocontinente São Francisco ou também pode representar porções de um antigo arco insular Paleoproterozóico. Na margem ativa, desenvolveu-se durante o estágio pré-colisional um arco magmático constituído de corpos ígneos batolíticos, a maioria com dimensões na ordem de centenas de km², encaixados em rochas tanto orto como paraderivadas. A Nappe Socorro-Guaxupé encontra-se no topo do Sistema de Nappes Andrelândia, sendo interpretada como a raiz deste arco magmático deformado (o arco Socorro-Guaxupé), instalado na margem ativa do paleocontinente Paranapanema com características cordilheiranas, onde atualmente encontra-se em grande parte recoberto pelas rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Paraná.

Abaixo do Sistema de Nappes Andrelândia ocorrem algumas outras nappes e klipipes de importância local, as quais gradam para a cobertura (par)autóctone do embasamento do Cráton São Francisco, com grau metamórfico diminuindo para fácies xisto verde baixo/médio (zona da biotita).

A sutura desta colisão que edificou a Faixa Brasília meridional é interpretada por estar localizada entre a Nappe Socorro-Guaxupé (placa superior incluindo o arco magmático) e o Sistema de Nappes Andrelândia (rochas metassedimentares derivadas da placa inferior), como representado na figura 4.

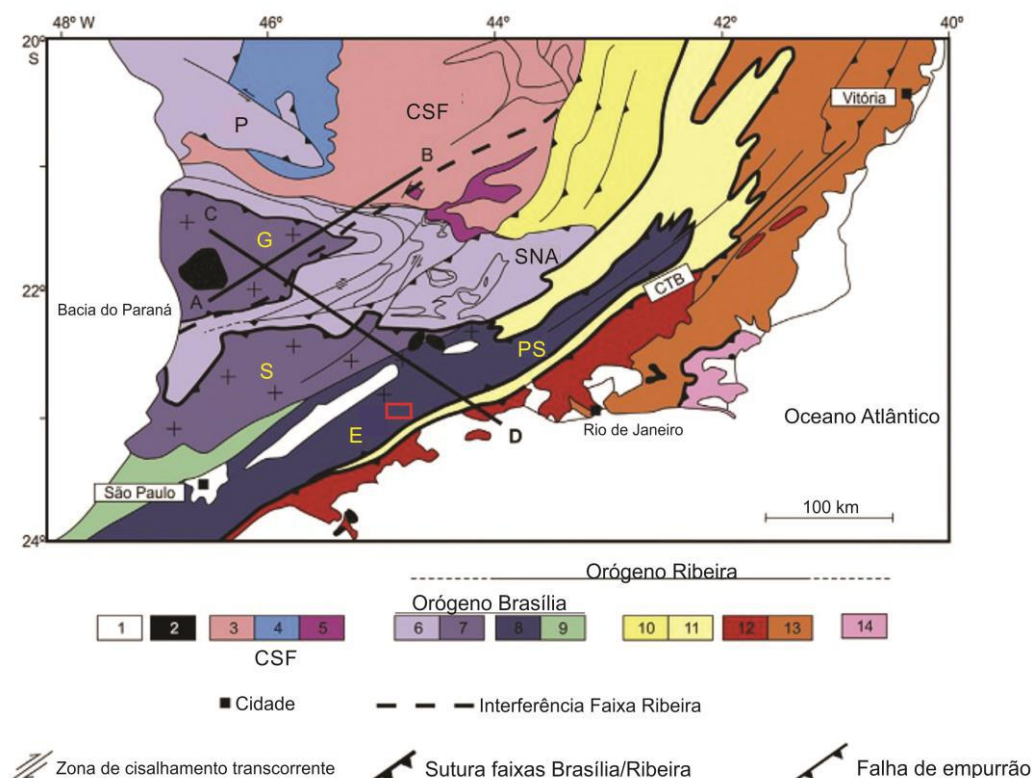


Figura 4 – Encarte tectônico adaptado de Trouw et al., (2013); 1. Bacia do Paraná e bacias de rifte cenozóicas; 2. Plútons alcalinos Cretáceo Superior/Cenozóico; Cráton São Francisco (CSF) (3 - 5), 3. Embasamento; 4. Cobertura (Grupo Bambuí); 5. Cobertura (rochas metassedimentares autóctones e paraúctones); Orógeno Brasília(6 - 9), 6. Sistema de Nappes Andrelândia (SNA) e Nappe Passos(P); 7. Nappe Socorro (S)-Guaxupé (G); 8. Terrenos Embu (E)-Paraíba do Sul (PS); 9. Terreno Apiaí; Orógeno Ribeira (6 - 14), 10. Domínio Externo; 11. Domínio Juiz de Fora; 12. Arco Magmático Rio Negro (Terreno Oriental); 13. Terreno Oriental; 14. Terreno Cabo Frio. A área destacada pela quadrícula em vermelho representa a área aproximada de estudo.

A Nappe Socorro-Guaxupé é dividida em dois lobos, o lobo Guaxupé e o lobo Socorro, podendo ser correlacionada ao Arco Magmático de Goiás. É composta principalmente por ortognaisses de assinatura cálcio-alcalina com idades de cristalização entre 670-625 Ma, além de possuir valores negativos de $\epsilon Nd(t)$ (entre -20 e -13), o que é indicativo de um ambiente de margem continental ativa. A nappe é definida como um segmento continental composto por crosta inferior e média, constituído em um ambiente de arco magmático tipo andino, produzido pela subducção da placa oceânica existente entre os antigos blocos continentais São Francisco e Paranapanema (Janasi, 1999; Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto, 2000; Hackspacher et al., 2003; Campos Neto et al., 2011; Trouw et al., 2000 e 2013). O registro geológico dessa margem ativa seria o grande volume de magmatismo cálcio-alcalino com idades que variam desde o Criogeniano tardio até o

Ediacarano, 670-610 Ma, sendo esse arco interpretado como a continuação sul do Arco Magmático de Goiás (Campos Neto et al., 2011). O metamorfismo é caracterizado por alta temperatura e pressão nas porções mais basais da nappe, porém variando para pressões entre 4.5 e 7 kbar nos níveis crustais onde estão alojadas as rochas associadas ao arco (Campos Neto et al., 2011). O fluxo de calores nos níveis crustais é considerado muito semelhante aos ocorrentes nos arcos modernos (Campos Neto et al., 2011). As principais estruturas são foliações produzidas durante o auge do metamorfismo, associadas à lineações minerais e de estiramento que indicam transporte tectônico tanto para E-NE como para NW. Também ocorrem zonas de cisalhamentos mergulhando com ângulos moderados para SE e indicadores cinemáticos registrando movimento de topo para NW, além de transcorrências dextrais caracterizadas por foliações miloníticas subverticais com orientação ENE-WSW (Campos Neto & Caby, 2000; Campos Neto, 2000; Morales et al., 2005; Peternel, 2005; Peternel et al., 2005; Trouw et al., 2013). Também são reportadas ocorrências locais de embasamento Paleoproterozóico, além de rochas metassedimentares aparentemente revestindo ortognaisses plutônicos relacionados ao arco que se tornam mais abundantes na parte superior da nappe. A parte inferior da mesma encontra-se principalmente no campo das fácies granulito de média pressão, evidenciado pela presença de ortopiroxênio.

Quanto ao Sistema de Nappes Andrelândia, esse segmento meridional da Faixa Brasília é dominado por um trend estrutural NNW-SSE e subdividido em nappes com empilhamento tectônico vergente para ENE e posteriormente para NNW onde são identificadas pelo menos duas principais fases deformacionais associadas a metamorfismos distintos e sobrepostos. A primeira fase é responsável por uma série de estruturas com vergência para NE-E-SE e metamorfismo aumentando a medida que segue para W (Trouw et al., 2000), em direção as nappes superiores a partir do Cráton do São Francisco, chegando à fácies granulito de alta pressão com resquícios de eclogitos reequilibrados nas fácies granulito (raro) e anfibolito, e voltando a diminuir quando transiciona para a Nappe Socorro que representa o bloco continental cavalgante Paranapanema (Campos Neto & Caby, 1999 e 2000). Idades U-Pb em zircão e monazita oriundos de rochas da base da Nappe Socorro e de rochas em porções crustais intermediárias tanto na Nappe Socorro como na Sequência de Nappes Andrelândia, apontam um estágio colisional entre 630-605 Ma, colisão essa antecedida por um magmatismo de arco vigorando entre 650 e 630 Ma

(Basei et al., 1995; Hackspacher et al., 2003; Peternel, 2005; Campos Neto et al., 2004 e 2011; Trouw C. C., 2008; Reno et al., 2009, 2010 e 2012). Essa colisão é por tanto mais jovem que a determinada na parte norte da Faixa Brasília Meridional, que se situa entre 650-630 Ma, resultado da colisão da margem W do paleocontinente São Francisco com o arco de Goiás, onde as rochas pré-colisionais interpretadas como produtos desse arco renderam idades entre 800 e 700 Ma (Pimentel and Fuck, 1992; Fuck et al., 1994; Pimentel et al., 1999, 2000 e 2004; Laux, 2004 e Laux et al., 2005; Valeriano et al., 2004 e 2008). O segundo estágio colisional está registrado por um transporte tectônico de topo para NNW (Heilbron et al., 2004 e 2008) com planos axiais de dobras mergulhando para SSE, associadas à lineações de estiramento com caimento em alto ângulo para SSE, assim como zonas de cisalhamento com características estruturais compatíveis. Idades U-Pb em zircão e monazita obtidos em rochas derivadas de fusão crustal sin-colisional, mostram que esse evento termotectônico se deu entre 590 e 560 Ma (Heilbron et al., 2003, 2004 e 2008; Janasi et al., 2003). Foi justamente esse segundo estágio colisional o responsável pela formação da zona de interferência entre as Faixas Móveis Brasília Meridional e Ribeira Central (Trouw et al., 2000 e 2013; Heilbron et al., 2004; Peternel et al., 2005). O limite sul dessa Zona de interferência estaria atribuído a Zona de Cisalhamento Jundiuvira / Buquira (Campos Neto, 2000), definida a NE da cidade de São Paulo. Essa zona de cisalhamento limitaria a Faixa Brasília Meridional (ao norte) da Ribeira (ao sul), estando caracterizada por foliações miloníticas mergulhando com ângulos que variam de altos a moderados onde estão contidas lineações de estiramento com caimento médio para SE, além de baixo caimento ora para NE ora para SW. Os indicadores cinemáticos demonstram que o transporte tectônico de topo se deu inicialmente para NNW e posteriormente assumindo um caráter transcorrente dextral.

Porém, Trouw et al. (2013), reinterpretaram o limite sul da zona de interferência entre as faixas móveis Brasília Meridional e Ribeira Central (Figura 4). Esses autores apresentaram uma série de dados produzidos por meio de mapeamento de campo e análises geocronológicas U-Pb em zircão, os quais evidenciam que o Terreno Embu possui estilos estrutural e metamórfico semelhantes aos observados na Nappe Socorro-Guaxupé, e por tanto esse terreno também poderia compor a nappe, assim como a zona de interferência entre as faixas móveis Brasília Meridional e Ribeira Central.

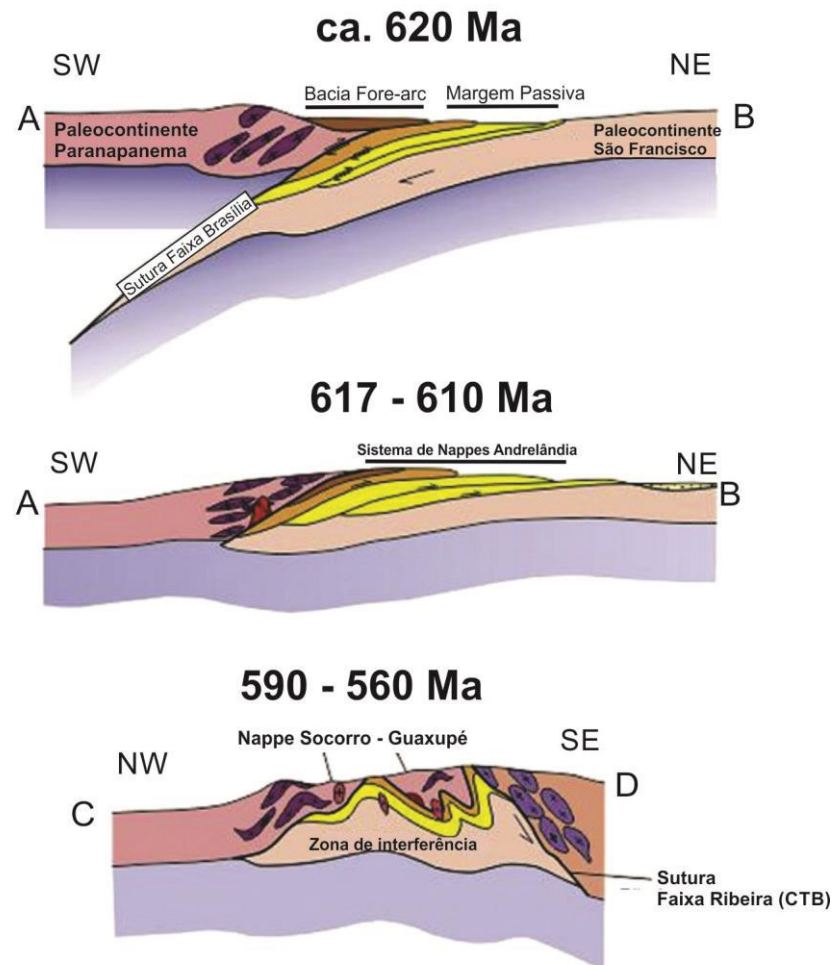


Figura 5 - Seções esquemáticas de Trouw et al., (2013) A-B e C-D relacionadas a figura x mostrando a evolução da superposição na zona de interferência; Notar a convergência do cinturão colisional Brasília para E, e a convergência do cinturão colisional Ribeira para NW.

4.2 – PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA

A principal colisão responsável pela construção da Faixa Móvel Ribeira central ocorreu entre a margem continental passiva na porção sudeste do paleocóntinente São Francisco e o terreno Oriental, incluindo o Arco Magmático Rio Negro. A subducção que precedeu a colisão se desenvolveu para sudeste, subductando a placa Sanfranciscana sob a placa terreno Oriental e assim instalando o Arco Magmático Rio Negro. A sutura que separa essas duas placas é denominada de Limite Tectônico Central (CTB, figura 4 e 5).

A Faixa Ribeira Central é constituída essencialmente por rochas metassedimentares Neoproterozóicas com abundantes intercalações de embasamento

Paleoproterozóico, compreendendo metamorfismo na fácies anfibolito alto até fácies granulito de pressão intermediária. A faixa móvel registra encurtamento crustal NW-SE ao qual resultou em uma predominante foliação de alto mergulho para SE. É subdividida em quatro terrenos tectonoestratigráficos distintos, de NW para SE: (1) o terreno Ocidental que corresponde à margem retrabalhada do Cráton São Francisco; (2) os terrenos Embu e Paraíba do Sul; (3) o terreno Oriental, incluindo o Arco Magmático Rio Negro Neoproterozóico e (4), o terreno Cabo Frio.

O Terreno Ocidental é constituído por dois domínios estruturais, os domínios Juiz de Fora e Andrelândia, ambos possuindo porções de embasamento Paleoproterozóico derivadas do Cráton São Francisco. Rochas metassedimentares Neoproterozóicas da Megassequência Andrelândia ocorrem intercaladas, representando principalmente um ambiente de margem continental passiva.

Os terrenos Paraíba do Sul e Embu também possuem embasamento Paleoproterozóico com uma cobertura metassedimentar. O terreno Paraíba do Sul é composto por duas unidades principais: o Complexo Quirino, uma unidade de embasamento Paleoproterozóico composto por hornblenda ortognaisses com enclaves de rochas máficas, ultramáficas e calcissilicáticas. E rochas metassedimentares do Complexo Paraíba do Sul, sendo principalmente biotita gnaisses, sillimanita granada biotita gnaisses, mármore dolomíticos e rochas calcissilicáticas.

O terreno Embu é um corpo rochoso em formato de lente, limitado por duas grandes zonas de cisalhamento, denominadas Caucaia-Rio Jaguarí-Buquira a NW e Cubatão a SE. Grada lateralmente para o terreno Apiaí a sudoeste e para o terreno Paraíba do Sul na direção nordeste. O terreno Embu possui lentes alongadas de embasamento Paleoproterozóico (Complexo Rio Capivari), datado em 2.0 Ga além de rochas metassedimentares do Complexo Embu, compostas principalmente por biotita gnaisses e xistos, localmente com sillimanita e/ou granada, quartzitos imaturos, rochas calcissilicáticas e mármore. Ocorrências de granitos intrusivos são generalizadas. O terreno é considerado distinto de unidades adjacentes (ex: Nappe Socorro) por diferenças no magmatismo granítico, idades de metamorfismo e pela presença de um embasamento Paleoproterozóico, só reconhecido recentemente na Nappe Socorro. A diferença no magmatismo granítico é marcada pela abundante presença de corpos metaluminosos compostos por hornblenda biotita granitos porfíricos na Nappe Socorro, mais velhos que 620 Ma, enquanto que a maior parte dos corpos graníticos do terreno Embu é peraluminosa com idades de cristalização concentradas entre 600-590

Ma. Entretanto, idades próximas de 800 Ma também estão presentes. O metamorfismo do terreno está predominantemente na fácies anfibolito, gradando localmente para fácies xisto verde. A idade deste metamorfismo foi estimada localmente datando-se cristais de monazita que renderam idades em torno de 790 Ma, não reportadas nos terrenos adjacentes, o que justificou a separação do Terreno Embu dos demais terrenos.

Trouw et al., (2013) realizam uma nova interpretação para os terrenos Embu e Paraíba do Sul, colocando-os como a continuação da Nappe Socorro e consequentemente fazendo parte da margem ativa do Paleocontinente Paranapanema, durante a colisão que resultou na porção meridional da Faixa Brasília (650 – 600 Ma). Esta interpretação implica que este segmento da Faixa Brasília não é cortado pela zona de milonitos Rio Jaguari (zona de cisalhamento Buquira), mas continua mais para o interior da Faixa Ribeira, indicando que a zona de interferência existente entre as faixas orogênicas é maior do que se imaginava originalmente. As idades colisionais ao longo da sutura da Faixa Brasília se tornam gradualmente mais jovens à medida que se segue para o sul da mesma, chegando a idades semelhantes a principal colisão que edificou o segmento central da Faixa Ribeira e também acompanhando uma mudança gradual na direção de transporte tectônico. O mapeamento detalhado da zona de transição entre a Nappe Socorro e o Terreno Embu revelou uma transição gradual entre os mesmos ao invés de uma mudança pontual, com batólitos do arco magmático (característico da Nappe Socorro) ultrapassando a zona de transição, intrudindo também xistos do Terreno Embu. Análises detalhadas da zona milonítica ao longo do contato entre a Nappe Socorro e o Terreno Embu revelaram ser uma rede anostomosada com movimento oblíquo dextral. As mesmas unidades rochosas estão presentes em ambos os lados da zona de cisalhamento, a qual gradualmente desaparece na direção leste, evidenciando que não representa um terreno ou um limite de placa.

O terreno Oriental é constituído principalmente pelo Arco Mágmató Neoproterozóico Rio Negro, instalado em gnaisses pelíticos do domínio Costeiro, provavelmente também possuindo idade Neoproterozóica.

O terreno Cabo Frio é composto por embasamento Paleoproterozóico e rochas metassedimentares pelíticas e psamíticas pertencentes ao Ediacarano. Estas rochas possuem metamorfismo no campo da fácies granulito de relativa alta pressão com presença de associações de cianita e K-feldspato. Este terreno colidiu com a Faixa Ribeira entre 530-510 Ma, durante a orogenia Búzios.

5 – GEOLOGIA LOCAL

Foram identificadas seis unidades distintas na área de mapeamento, considerando a escala utilizada. Estas unidades estão aqui apresentadas em ordem estratigráfica, da mais antiga para a mais nova, baseando-se em relações de campo: A) Hornblenda Ortognaisse Migmatítico; B) Biotita Ortognaisse Migmatítico; C1) Biotita Muscovita Paragnaisse; C2) Quartzito; D) Biotita Muscovita Xisto; e E) Metagranitóide Porfirítico (Plúton Serra do Quebra Cangalha).

Dessas seis unidades, duas são interpretadas como embasamento (A e B), separadas da sequência superior composta por rochas metassedimentares (C1, C2 e D) por uma discordância. Todo este conjunto mencionado é encaixante da unidade intrusiva E.

5.1 –DESCRIÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO

EMBASAMENTO

A) Hornblenda Ortognaisse Migmatítico

Esta unidade aflora em cortes de estrada na forma de lajedos como também em encostas de morros e dentro de canais fluviais. Afloramentos com elevado grau intempérico também são largamente presentes na área. É caracterizada por possuir pelo menos duas fácies distintas de ortognaisses, sendo denominadas de Fácies 1 e Fácies 2, de modo que suas exposições não permitem que cada fácies seja mapeada individualmente.

A Fácies 1 (Figura 6), predominante em relação à Fácies 2 (Figura 7), é constituída por um ortognaisse que já teve textura inequigranular do tipo porfirítica, evidenciada por fenocristais reliquitos de plagioclásio e de K-feldspato que ocorrem em quantidades variadas em relação à matriz. Esses fenocristais também variam em tamanho, possuindo 0,4 cm até no máximo 2,5 cm de comprimento e com hábito arredondado provavelmente decorrente da recristalização de suas bordas. A matriz apresenta coloração escura, granulação fina a média e índice de cor por volta de 15%. Essa rocha é composta essencialmente por quartzo (24%), plagioclásio (34%), K-feldspato (27%), biotita (4%) e hornblenda (9%), sendo minerais opacos (1%) e allanita (1%) as principais fases acessórias. Como secundário ocorre epidoto (< 1%), substituindo principalmente cristais de plagioclásio, mas também biotita e hornblenda.

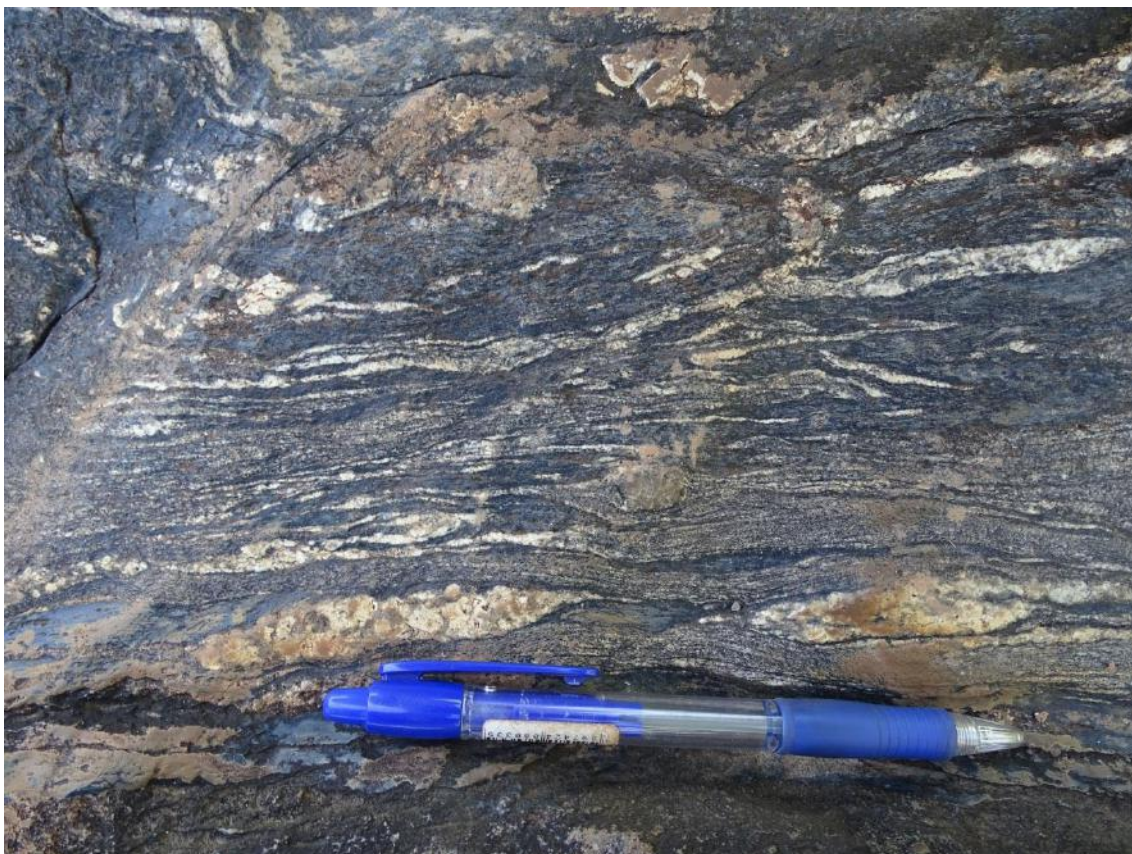


Figura 6 – Foto do afloramento da Fácies 1 do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico. Notar os fenocristais reliquitos de plagioclásico e K-feldspato (Ponto CDC – 21).

Intercalado nesse ortognaisse da fácies 1, ocorre um segundo ortognaisse (fácies 2) menos expressivo, que difere do primeiro principalmente em função da menor quantidade de minerais máficos (Figura 7), mostrando um índice de cor por volta de 7% a 8%. Sua composição é dada essencialmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e hornblenda, sendo minerais opacos as principais fases acessórias.



Figura 7 – Foto do afloramento da Fácies 2 do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (Ponto CDC – 97). Notar a fusão parcial sofrida por esta rocha (leucossoma e melanossoma).

Ocorrem nesses dois ortognaisses raras intercalações de anfibolito, normalmente com geometria lenticular e tamanhos que variam de centimétricos até no máximo 1m ao longo do seu maior eixo. Essa rocha apresenta textura fina sendo composta basicamente por hornblenda e plagioclásio.

Os dois gnaisses possuem uma foliação tectônica bem definida e evidências de recristalização.

Ambos ocorrem intensamente migmatizados compondo uma estrutura tipo estromática (Figura 7). Os corpos anatéticos são ora lenticulares, ora tabulares com espessuras variando entre 1 e 20 cm. São compostos por granitos leucocráticos finos / médios deformados e paralelizados segundo uma foliação pretérita na rocha que é dobrada por fases deformacionais posteriores.

Petrograficamente, o ortognaisse é composto basicamente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. O feldspato potássico é microclina, identificado a partir da presença ocasional de geminação tartan. Ocorre na

forma de fenocristais ou distribuído pela matriz e apresenta inclusões de quartzo e minerais opacos.

A hornblenda (Figura 8) é o mineral máfico mais abundante na rocha. Apresenta-se como cristais hipidiomórficos isolados ou aglutinados. É caracterizado pelo pleocroísmo de verde a marrom claro, médio relevo e pelas típicas clivagens formando ângulos de 60° e 120° . Cristais de allanita e opacos compõem as principais fases acessórias.

O plagioclásio ocorre como fenocristais com hábito arredondado (Figura 9) ou distribuído na matriz. É reconhecido por ser incolor, possuir baixo relevo, birrefringência cinza e apresentar ocasionalmente geminação polissintética. Também apresenta inclusões de quartzo e opacos.

O quartzo é anédrico, apresenta extinção ondulante além de esporádicas inclusões.

A biotita é caracterizada por sua cor amarronzada, pleocroísmo de marrom avermelhado a verde amarronzado e uma direção de clivagem. Ocorre sob hábito lamelar nas seções lamelares, e eventualmente, exibe seções basais. Normalmente é o mineral que define a foliação principal.

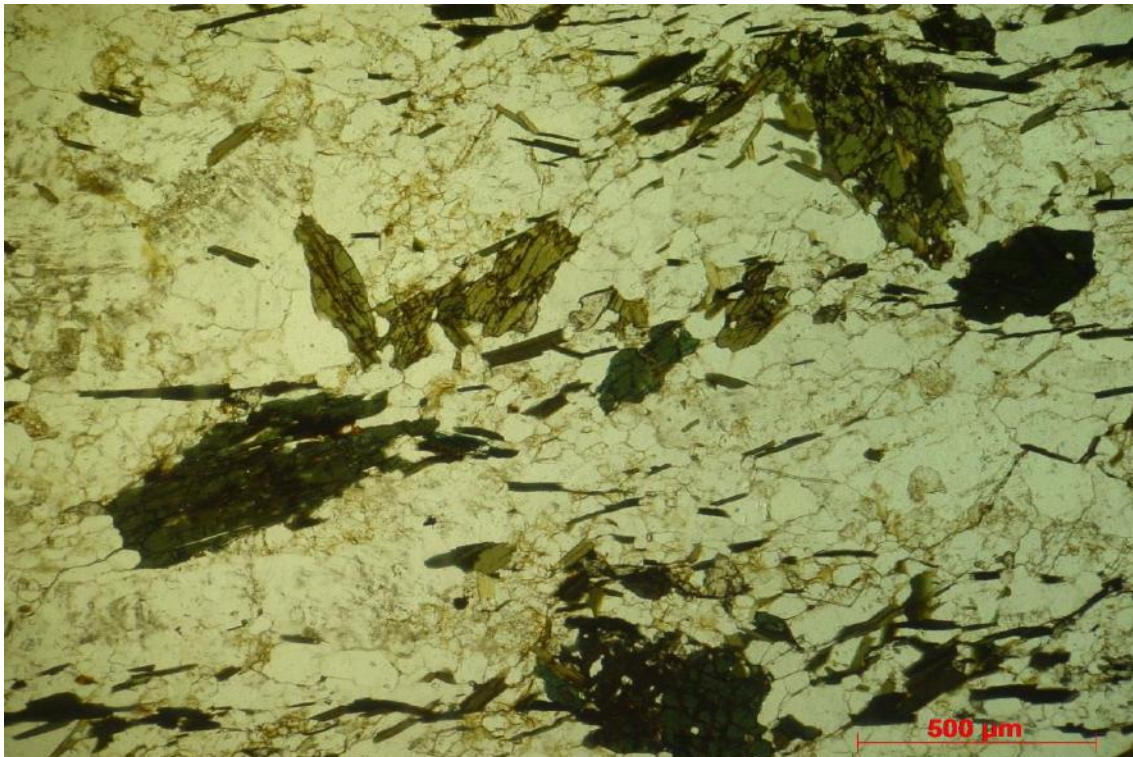


Figura 8 – Fotomicrografia do aspecto geral do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico mostrando cristais de hornblenda hipidiomórficos.

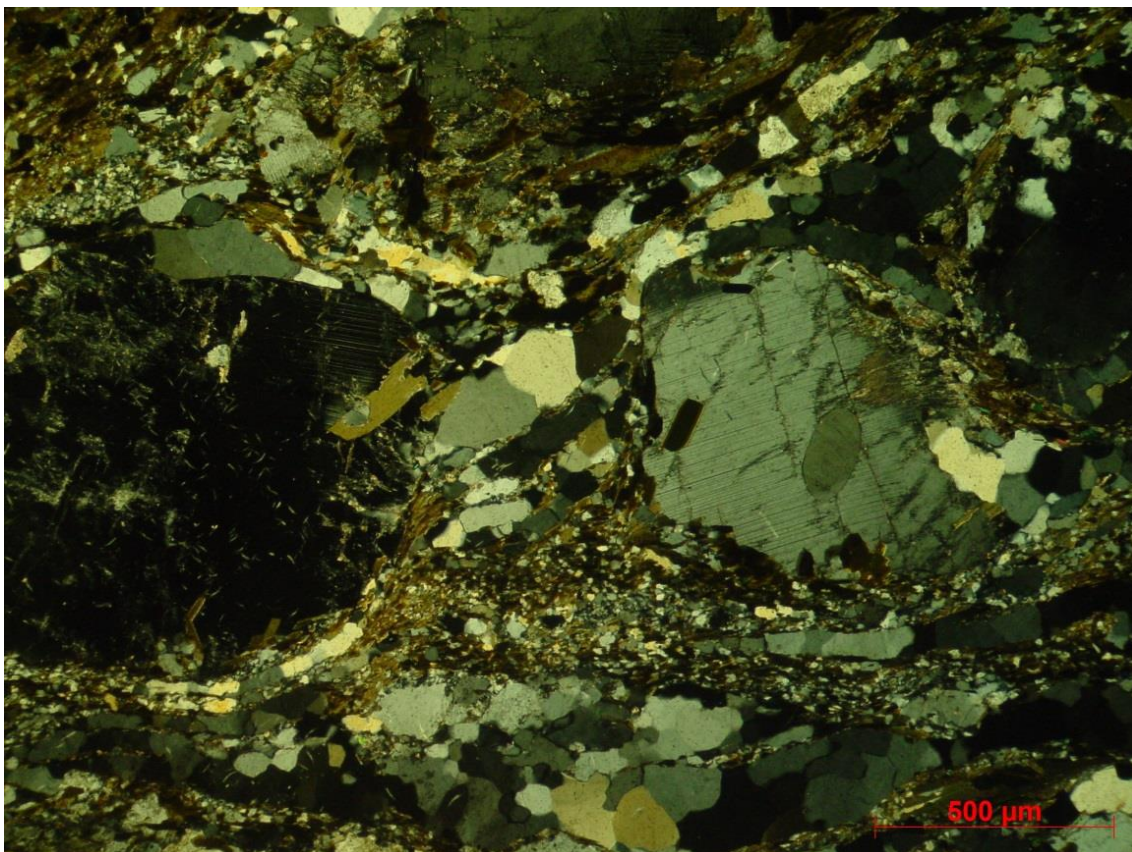


Figura 9 – Fotomicrografia do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico evidenciando o aspecto geral dos fenocristais de plagioclásio que possuem hábito arredondado.

B) Biotita Ortognaisse Migmatítico

Esta unidade ocorre de forma mais homogênea (Figura 10) que os ortognaisses com hornblenda da unidade A, apresentando apenas uma fácies. É caracterizada por um ortognaisse de coloração escura, textura inequigranular do tipo porfírica dada por uma variada quantidade de fenocristais, compostos por feldspatos com no máximo 1,5 cm e hábito, em geral, arredondado. A matriz é fina a média com IC por volta de 11%. Esta rocha é composta essencialmente por quartzo (25%), plagioclásio (30%) e K-feldspato (34%) e biotita (10%). Como acessórios ocorrem titanita (<1%) e minerais opacos (1%). Além desses, o epidoto (<1%) aparece substituindo cristais de plagioclásio e biotita.



Figura 10 – Foto de uma amostra do Biotita Ortognaisse Migmatítico evidenciando sua textura inequigranular porfirítica (Ponto CDC – 50).

Assim como os gnaisses da unidade A, o Biotita Ortognaisse apresenta uma foliação tectônica bem definida com evidências de recrystalização.

Essa unidade mostra um expressivo grau de migmatização dado por corpos anatéticos leucocráticos de composição granítica, dispostos na forma de lentes com espessura que variam de milimétricas até no máximo 20 cm, colocadas paralelamente à foliação tectônica que afeta a rocha, compondo uma textura estromática e dobradas por fases deformacionais mais novas.

Esses ortognaisses das unidades A e B são interpretados como unidades pertencentes ao embasamento do Complexo Embu e sempre ocorrem sobpostas as unidades paraderivadas.

Petrograficamente, este ortognaisse possui mineralogia similar ao ortognaisse da unidade A, sendo diferenciado por possuir biotita como principal fase máfica. Sua mineralogia essencial é dada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita. Titanita e minerais opacos são os representantes das fases acessórias. O plagioclásio é reconhecido por apresentar ocasionalmente geminação polissintética, possui hábito

arredondado e ocorre tanto como fenocristais, como distribuído na matriz. Por vezes mostra deformação. Alguns cristais apresentam-se turvos, devido a impregnações de material muito fino, pulverulento de cor marrom (caulinita); outros cristais são mais límpidos. Possui inclusões principalmente de quartzo e allanita, por vezes também são parcialmente substituídos por epidoto.

O feldspato potássico é microclina, identificado pela presença ocasional de geminação tartan. É incolor, com relevo baixo e possui cor de interferência cinza de 1ª ordem; ocorre como fenocristal e também na matriz. Ocasionalmente apresenta inclusões de quartzo e minerais opacos.

O quartzo é caracterizado por ser incolor, relevo muito baixo, birrefringência cinza a amarela de 1ª ordem. Ocorre como cristais xenomórficos, exibindo extinção ondulante e com freqüentes fraturas irregulares (Figura 11).

A biotita é o principal mineral máfico desta rocha. É identificada por sua cor amarronzada, pleocroísmo de marrom avermelhado a verde amarronzado; uma direção de clivagem e extinção reta. Ocorre sob hábito lamelar nas adequadas. Localmente mostram substituições parciais para clorita (Figura 11).

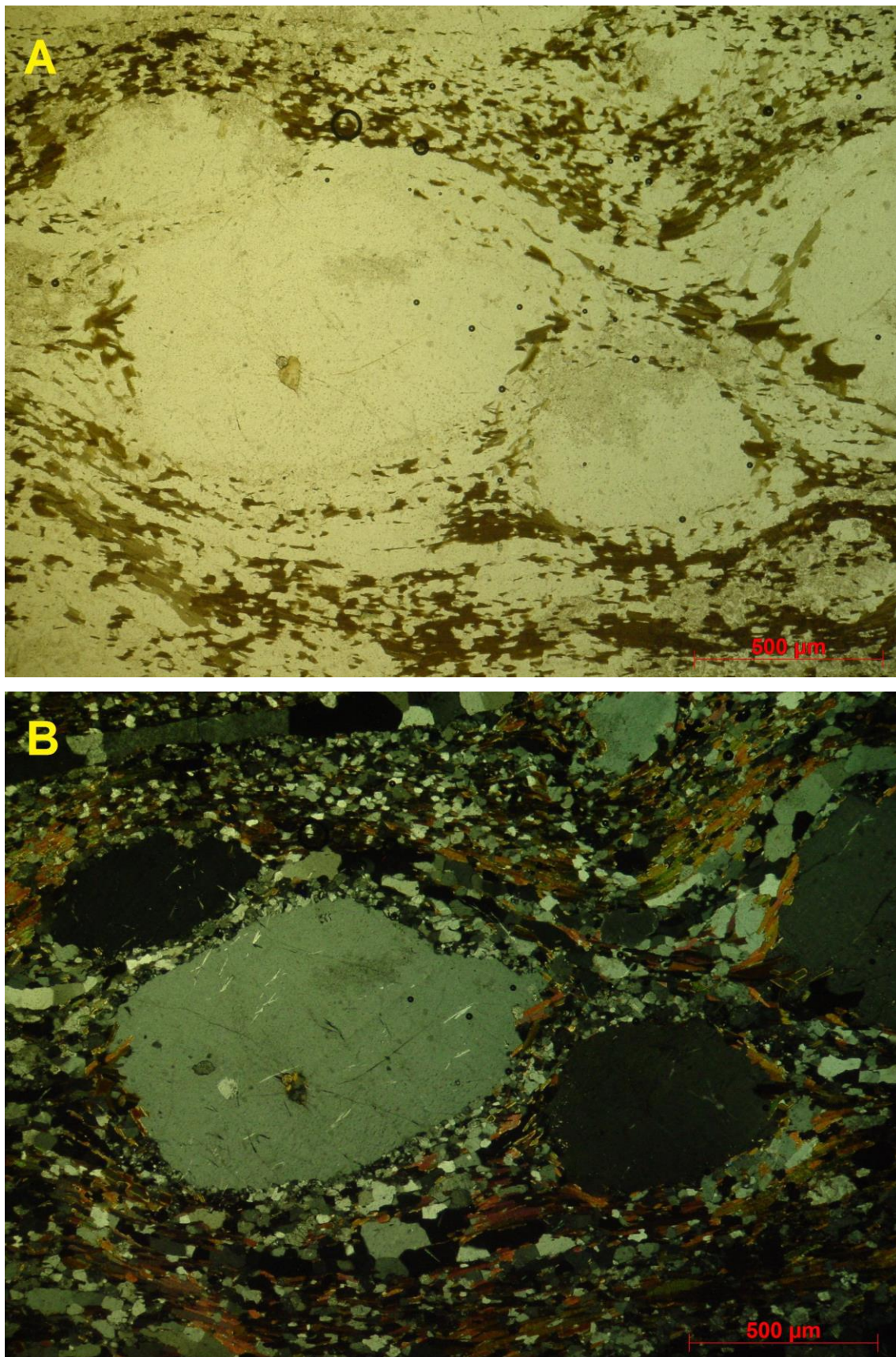


Figura 11 – Imagens de petrografia do Biotita Ortognaisse Migmatítico. As imagens A e B são as mesmas, porém a imagem B está com nicóis cruzados exibindo as

cores de interferência dos cristais. Notar o hábito arredondado dos fenocristais de feldspato e a presença de biotita como o principal mineral máfico.

SEQUENCIA DE ROCHAS METASSEDIMENTARES

C1) Biotita Muscovita Paragnaisse

Na estratigrafia da área esta unidade encontra-se sempre por cima dos ortognaisses pertencentes às unidades A e B descritos anteriormente. Em geral os afloramentos desse paragnaisse se mostram em avançado estado de alteração intempérica.

É um gnaiss de coloração escura quando são, com granulação média e bandamento composicional, intercalando leitos milimétricos ora ricos em micas, ora quartzo feldspáticos (Figura 12). Localmente, nos afloramentos onde o paragnaisse é mais enriquecido em quartzo, podendo ser classificado como um quartzo gnaiss com intercalações submilimétricas a centimétricas de quartzito fino micáceo.



Figura 12 – Foto de uma amostra do Biotita Muscovita Paragnaisse. Notar os leitos milimétricos ora ricos em micas, ora quartzo feldspáticos (Ponto CDC – 13).

A rocha é composta por biotita (17%), mica branca (24%), quartzo (21%), plagioclásio (24%), K-feldspato (11%). Sua mineralogia acessória é dada por opacos (2%) e clorita (1%). Esta unidade também apresenta ocorrências locais de sillimanita e granada.

A ausência de fenocristais, o bandamento composicional, as intercalações locais de quartzito e a presença de sillimanita e granada permitem que essa unidade seja interpretada como um gnaiss paraderivado, com um protólito provavelmente semipelítico.

Petrograficamente este paragnaisse é uma rocha de textura lepidoblástica, localmente granoblástica, com granulação variável entre fina e média. Sua mineralogia essencial é dada por biotita, mica branca, quartzo, feldspatos e minerais opacos. Granada, sillimanita, turmalina e titanita são representantes de ocorrências locais.

A biotita é o principal mineral máfico que compõe esta rocha e eventualmente ocorre parcialmente substituída para clorita. É identificada por sua cor amarronzada, pleocroísmo de marrom avermelhado a verde amarronzado, uma direção de clivagem e possui extinção reta. Ocorre sob hábito lamelar nas seções adequadas e eventualmente exibe seções basais

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos e exibe eventual extinção ondulante. É caracterizado por ser incolor, possuir relevo muito baixo, birrefringência cinza a amarela de 1ª ordem e ausência de geminação.

A mica branca é o mineral mais abundante desta unidade. É identificada por ser incolor, apresenta clivagem em uma direção, possui hábito lamelar, relevo médio, ausência de pleocroísmo e cor de interferência alta.

Esta unidade possui ocorrências locais de granada (Figura 13), como também de sillimanita, este que possui hábito prismático e também pode assumir uma forma fibrosa, fibrolita. É identificado por ser incolor, possuir relevo alto, ausência de pleocroísmo, alta cor de interferência, uma direção de clivagem e extinção reta.

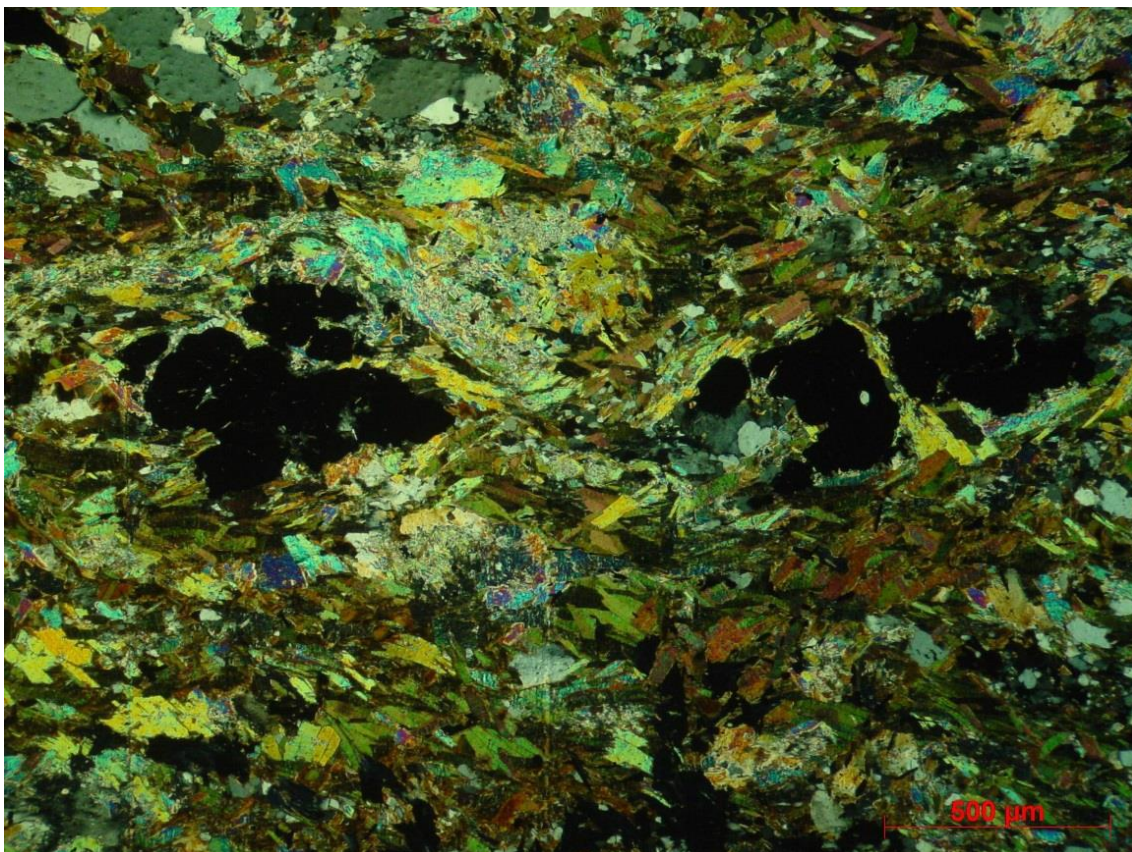


Figura 13 – Fotomicrografia do aspecto geral do Biotita Muscovita Paragnaisse mostrando a ocorrência local de cristais de granada.

C2) Quartzito

Os afloramentos pertencentes a esta unidade ocorrem sob a forma de lajedos e cortes em estrada (Figura 14). Estratigraficamente, as camadas de quartzito mais espessas (algumas dezenas de metros), ocorrem sotopostas ao Biotita Muscovita Paragnaisse e sob o Biotita Muscovita Xisto. No entanto, o quartzito também é observado na forma de corpos lenticulares, com espessuras centimétricas a métricas, intercalados tanto no paragnaisse como no xisto das unidades C1 e D. Os bancos mais espessos, freqüentemente apresentam intercalações centimétricas e métricas de paragnaises e xistos. Quando as intercalações são muito abundantes percebe-se um contato gradacional ou para a unidade inferior (gnaisse), ou para superior (xisto).

Em geral são rochas de coloração clara, compostas essencialmente por quartzo. Possuem granulação fina a média e são compostas mineralogicamente por quartzo (87%), plagioclásio (4%), K-feldspato (4%), biotita (3%), muscovita (< 1%) e opacos (2%), além de ocorrências locais de mica branca, sillimanita e granada. Como fases

secundárias ocorrem mica branca e clorita, substituindo os feldspatos e biotita, respectivamente.



Figura 14 – Foto de um afloramento do Quartzito. Rocha de coloração clara com mineralogia dada essencialmente por quartzo (Ponto CDC – 131).

Petrograficamente, o quartzito, normalmente, apresenta granulação fina, por vezes chegando à média (Figura 15). São compostos majoritariamente por quartzo, ao qual se encontra parcialmente recrystalizado na forma de sub-grão. Biotita, plagioclásio, feldspato potássico, mica branca e opacos ocorrem dispersos na rocha. Granada e sillimanita tem ocorrência local e normalmente quando o quartzito é mais micáceo.

Ocasionalmente ocorrem intercalações com níveis biotíticos, como evidenciado pela figura 16.

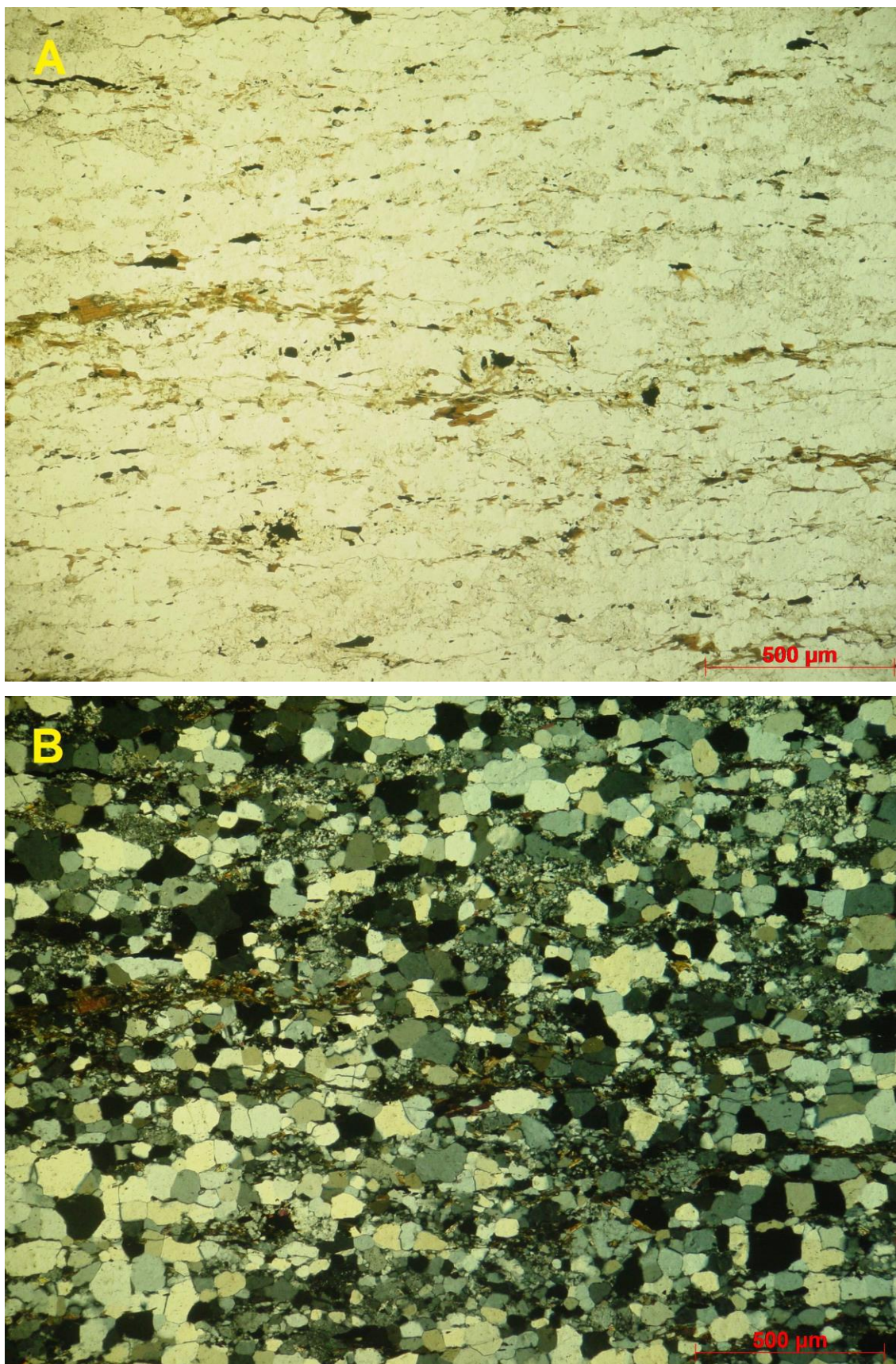


Figura 15 – Fotomicrografia do aspecto geral do Quartzito. As imagens A e B são as mesmas, porém a imagem B foi tirada com nicóis cruzados revelando-se as cores de interferência dos cristais. Rocha composta essencialmente por quartzo.

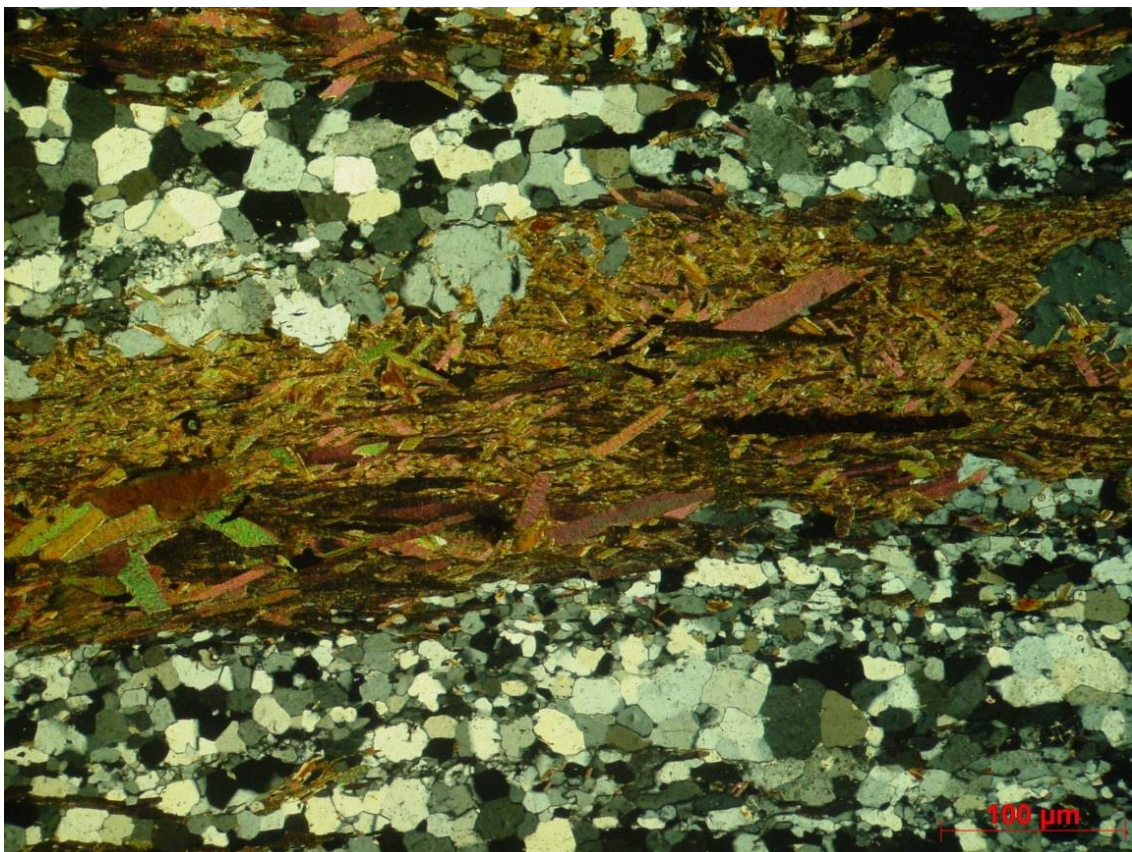


Figura 16 – Fotomicrografia do Quartzito evidenciando a intercalação com níveis biotíticos.

D) Biotita Muscovita Xisto

Essa unidade, assim como o Biotita Muscovita Paragnaisse, ocorre em avançado estado de alteração intempérica. Trata-se de um xisto de coloração vermelho alaranjado na maior parte dos afloramentos encontrados (Figura 17), mas quando a rocha é sã possui uma coloração escura. Sua granulação varia de fina a média e em alguns afloramentos percebe-se uma textura filítica, não sendo contínua nem mapeável.



Figura 17 – Fotos de amostras do Biotita Muscovita Xisto (Ponto CDC – 9).

A textura da trama varia entre lepidoblástica e porfiroblástica, dependendo da associação mineralógica presente em cada afloramento. Sua mineralogia é composta por biotita (32%), mica branca (41%), quartzo (19%), plagioclásio (4%) e K-feldspato (4%). Localmente pode ocorrer granada, turmalina, sillimanita e um mineral tabular com duas direções de clivagem interpretado como cianita. Como fases secundárias são comuns minerais como mica branca e clorita.

A possível cianita é rara e ocorre principalmente como pseudomorfos, uma vez que já estão quase que totalmente substituídos por sillimanita e mica branca. No entanto em alguns desses pseudomorfos ainda ocorrem cristais relictos de possível cianita (Figura 18).



Figura 18 – Foto de um afloramento do Biotita Muscovita Xisto evidenciando a possível presença de pseudomorfo de cianita (Ponto CDC – 100).

O Biotita Xisto, localmente ocorre intercalado com quartzito fino compondo leitos milimétricos a centimétricos, quando mais enriquecido em quartzo pode ser classificado como quartzo xisto.

A variação textural, presença de cianita (?), sillimanita e granada, além das intercalações com quartzito, classificam essa rocha como paraderivada de protólito pelítico.

Petrograficamente este xisto possui mineralogia similar ao paragnaisse da unidade C1, sendo diferenciado por possuir granulação mais fina e menor porcentagem de feldspatos. É uma rocha de textura lepidoblástica, localmente granoblástica, com granulação variável entre fina e média. Sua mineralogia essencial é dada por biotita, mica branca, quartzo, feldspatos e minerais opacos (Figura 21). Granada, sillimanita, cianita, turmalina e titanita são representantes de ocorrências locais.

A biotita é identificada por sua cor amarronzada, pleocroísmo de marrom avermelhado a verde amarronzado, uma direção de clivagem e possui extinção reta. Ocorre sob hábito lamelar nas seções adequadas e eventualmente exhibe seções basais. É

o principal mineral máfico que compõe esta rocha e eventualmente ocorre parcialmente substituída para clorita.

A mica branca é o mineral mais abundante desta unidade. É identificada por ser incolor, apresenta clivagem em uma direção, possui hábito lamelar, relevo médio, ausência de pleocroísmo e cor de interferência alta.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos e exibe eventual extinção ondulante. É caracterizado por ser incolor, possuir relevo muito baixo, birrefringência cinza a amarela de 1ª ordem e ausência de geminação.

Esta unidade também possui ocorrências locais de sillimanita (Figuras 19 e 20). Este mineral possui hábito prismático, também podendo assumir uma forma fibrosa, fibrolita. É identificado por ser incolor, possuir relevo alto, ausência de pleocroísmo, alta cor de interferência, uma direção de clivagem e extinção reta.

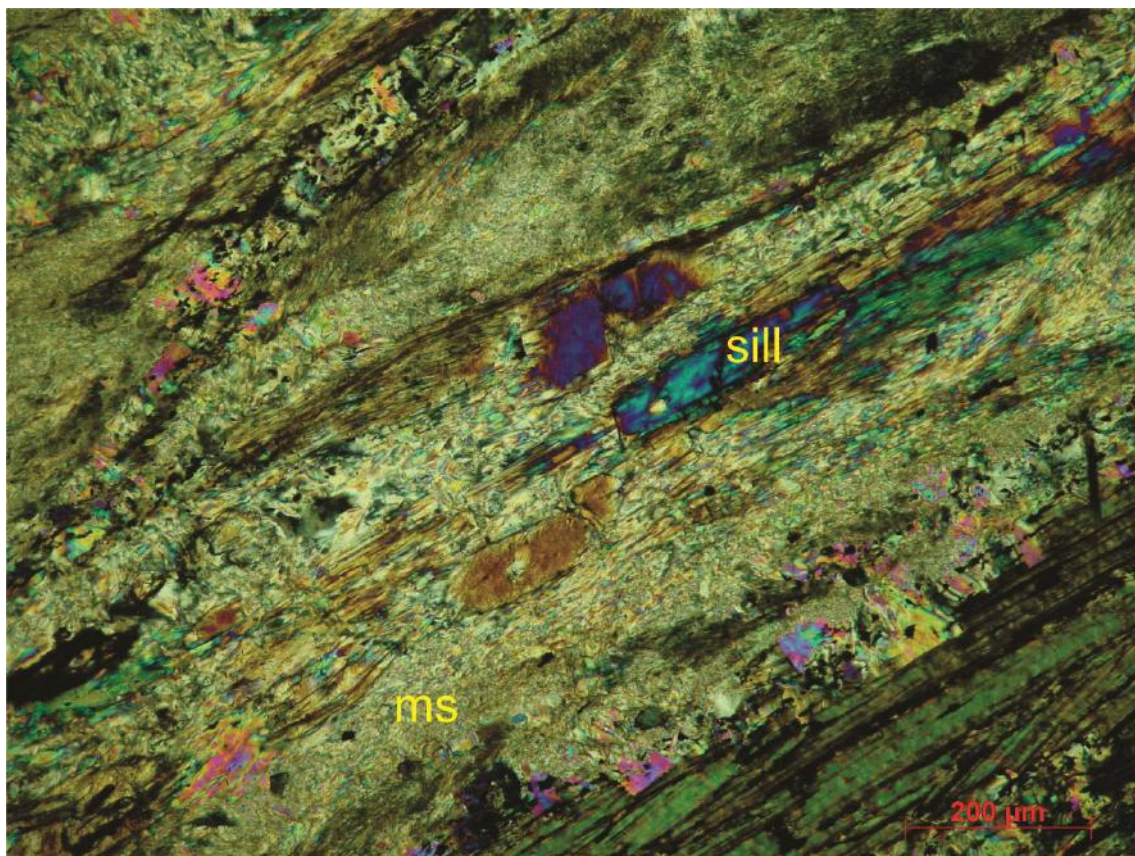


Figura 19 - Fotomicrografia do Biotita Muscovita Xisto evidenciando a presença local de sillimanita.

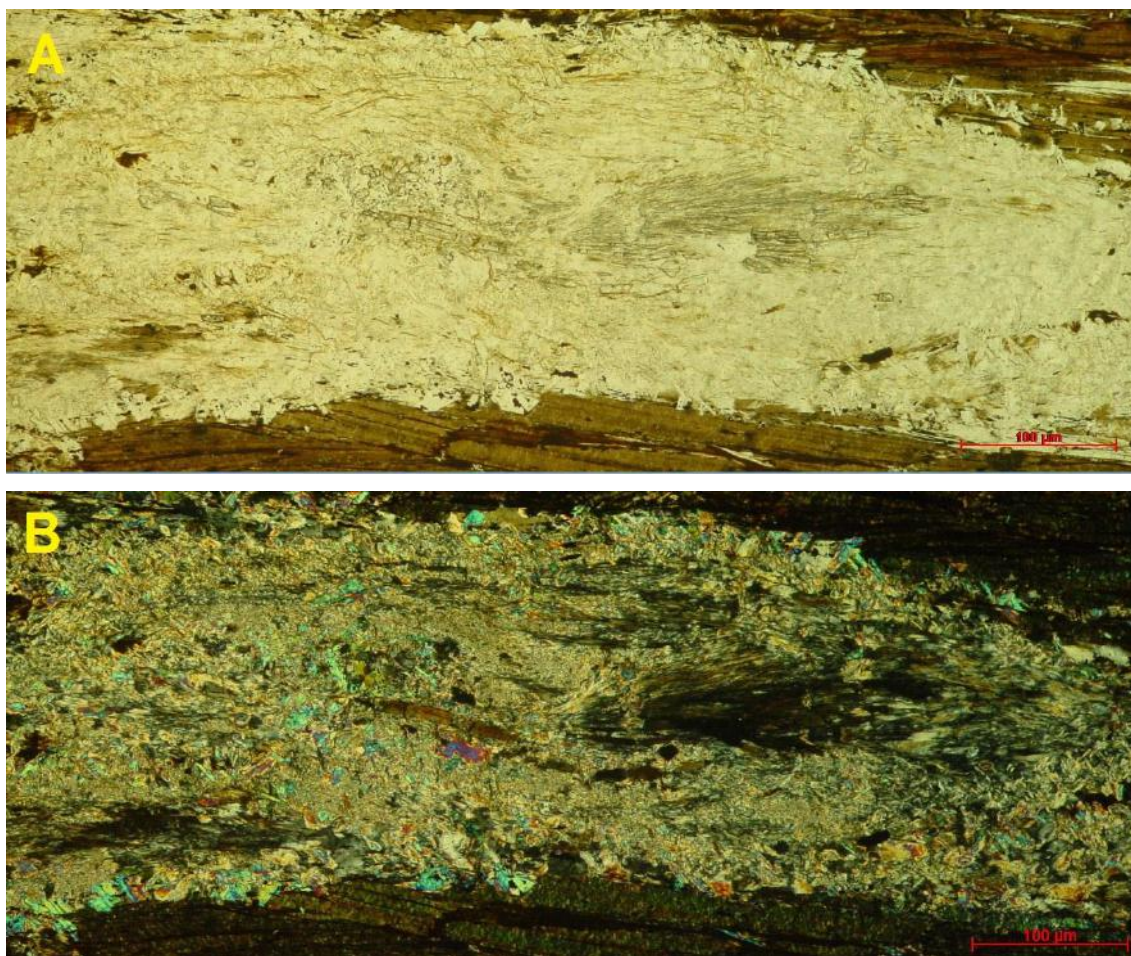


Figura 20 – Fotomicrografia do Biotita Muscovita Xisto evidenciando as ocorrências locais de cristais de sillimanita. As imagens A e B são as mesmas, porém a imagem B foi tirada com nicóis cruzados revelando-se as cores de interferência dos cristais

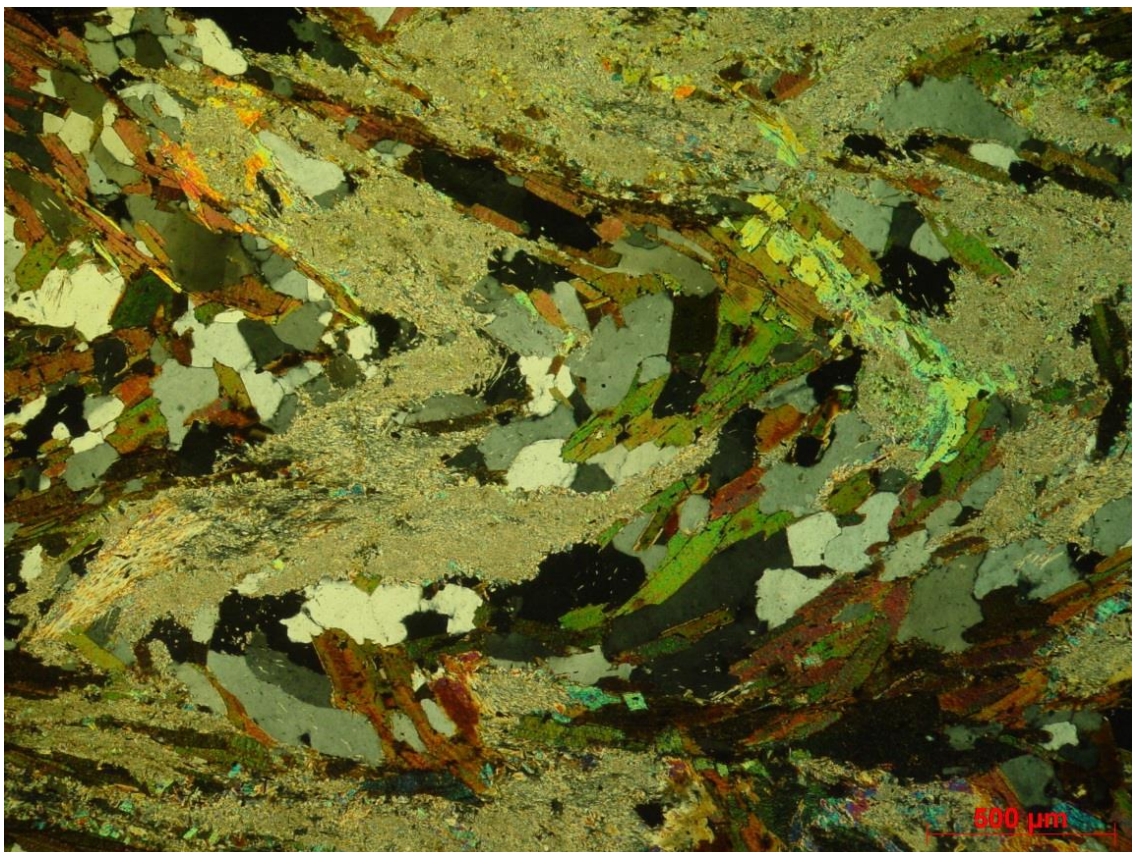


Figura 21 – Fotomicrografia do aspecto geral do Biotita Muscovita Xisto mostrando o dobramento da foliação principal (Sn) controlada pelas micas.

Plúton Intrusivo no Conjunto

E) Metagranitóide Porfirítico (Plúton Serra do Quebra Cangalha)

A grosso modo este corpo ocorre alongado na direção NE/SW. Ele aflora em lajedos, paredões de rocha sã e cortes em estradas. Controla a morfologia local se destacando no relevo devido a maior resistência à alteração intempérica (Figura 22).



Figura 22 – Fotos de afloramentos do Metagranitóide Porfirítico. Notar o controle que a rocha exerce na morfologia da área, se destacando no relevo devido a sua resistência à alteração intempérica.

São na verdade três corpos, um com maior destaque e dois menores. O contato com as encaixantes, ora acompanha timidamente a estruturação regional, ora trunca as demais unidades e estruturas da área estudada.

O caráter intrusivo é definido por apófises, xenólitos, diques e soleiras. Os xenólitos são compostos por ortognaisses do embasamento e por gnaisses e xistos da cobertura paraderivada.

O aspecto de campo varia conforme a porção exposta dos corpos intrusivos, sendo observada pelo menos três fácies distintas.

A fácies 1 (Figura 23), sempre associada a porções de borda dos corpos, é a menos expressiva em quantidade de afloramentos. Está caracterizada por um granitoide claro, variando de cinzento a rosado, equigranular, com granulação fina a média e índice de cor por volta de 7%.



Figura 23 – Foto de uma amostra da Fácies 1 do Metagranitóide Porfirítico. Notar sua textura equigranular e granulação, principais características que a diferem das outras fácies (Ponto CDC – 80).

A fácies 2, também não muito ocorrente e presente nas porções mais intermediárias dos corpos, possui textura inequigranular porfirítica com uma relação fenocristais / matriz de aproximadamente 15% - 85%, respectivamente. Tem coloração

clara, em geral cinzenta, mas pode ser amarelada. Os fenocristais são predominantemente de feldspatos, se destacando a microclina, variam de tamanhos e formas, atingindo até 5cm ao longo do maior eixo e predominando a forma tabular subédrica com raros megacristais arredondados. A matriz varia de fina a média e o índice de cor não ultrapassa 10%.

A fácies 3 (Figura 24), predominante, é um metagranitóide inequigranular porfirítico com uma relação fenocristais / matriz de aproximadamente 40% - 60%, respectivamente. Quando deformado exibe texturas que variam de ortognaisse oftálmico até protomiloníticas e miloníticas. Os fenocristais são predominantemente de microclina e raro plagioclásio, ambos variando de 1,5 a 5 cm de comprimento. Sua textura porfirítica é bastante diversificada em função de variações na abundância, no tamanho e na forma dos fenocristais. São rochas cinzentas, localmente variando a rosa claro.



Figura 24 – Foto de um afloramento da Fácies 3 do Metagranitóide Porfirítico mostrando sua textura inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspatos tabulares subédricos (Ponto CDC – 103).

As três fácies são compostas essencialmente por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita, sendo allanita, titanita e minerais opacos, as principais fases acessórias.

6.1 Geologia Estrutural

As estruturas geológicas foram analisadas por meio de feições como foliações tectônicas, lineação de estiramento / mineral e aspectos geométricos de dobras (flancos, eixo e plano axial). Por meio dessas feições foram identificadas quatro fases deformacionais dúcteis, Dn-1, Dn, Dn+1 e Dn+2.

A figura 25 abaixo revela a foliação Sn mais ocorrente na área, esta que é plano axial de dobras que variam de isoclinais a apertadas que dobram uma foliação pretérita Sn-1 e que por sua vez já estava paralelizada ao S0 e a raras lentes quartzo-feldspáticas.

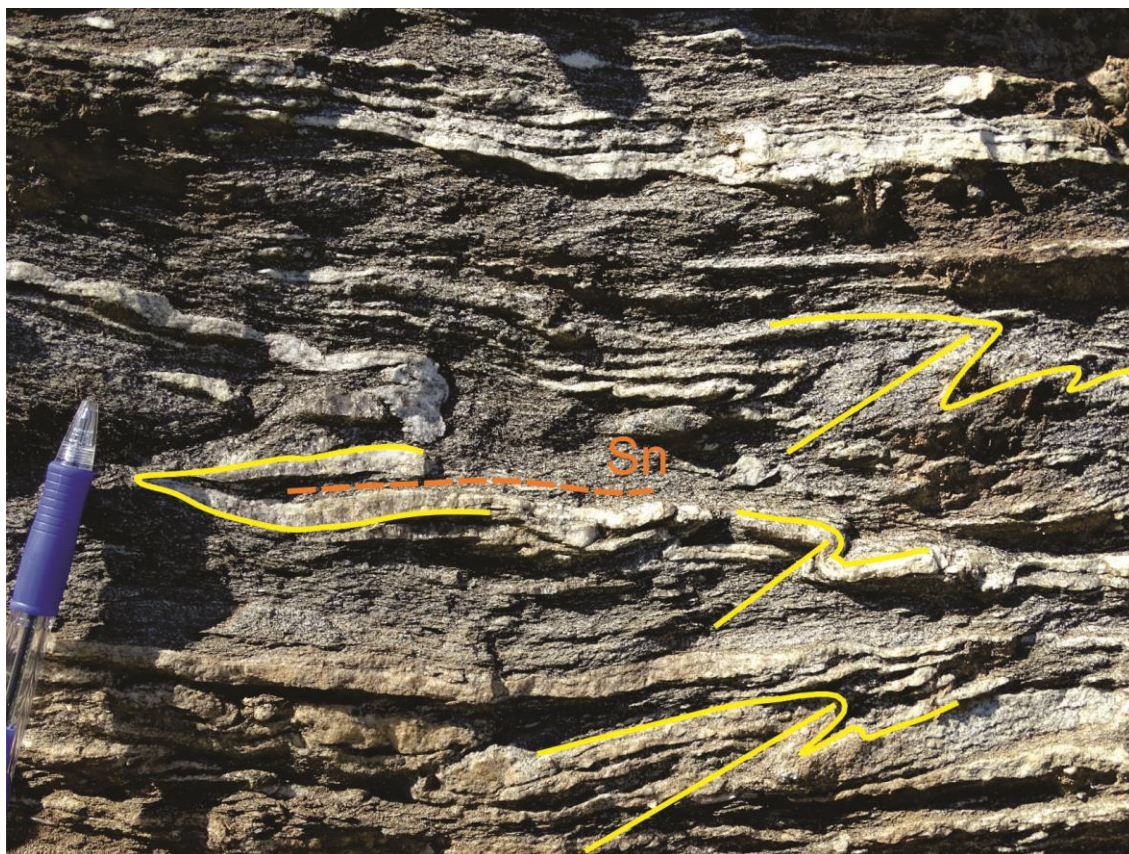


Figura 25 – Imagem interpretada de um afloramento do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (unidade A, ponto CDC -53). Destaque para a foliação Sn que ocorre no plano axial de dobras Dn. A foliação Sn-1 é identificada nas charneiras destas dobras.

Essa foliação tectônica Sn-1 é identificada nas charneiras de dobras Dn, tanto em escala de afloramento, como em escala microscópica, dobras intrafoliais, nas unidades mais enriquecidas em micas (xistos e paragneisses).

A foliação Sn mergulha tanto para SE como para NW, com ângulos que variam de 11° até 85°, com predominância de mergulhos de alto ângulo. Dependendo da litologia, pode ser classificada como contínua (observada em xistos e gnaisses ortoderivados) ou espaçada (normalmente associada aos paragneisses bandados). Quando contínua é definida principalmente por micas distribuídas homogeneamente na trama da rocha e orientadas segundo uma direção preferencial. Quando espaçada, intercala trilhas de micas com níveis quartzo-feldspáticos submilimétricos a milimétricos.

A variação da direção de mergulho da foliação tectônica Sn está associada a dobramentos produzidos pela fase deformacional Dn+1. Essa fase Dn+1 produziu uma série de dobras ligeiramente assimétricas, abertas com flancos ora mergulhando, aproximadamente, 56° para NW (média, 330/56°, Figura 25), ora, aproximadamente, 38° para SE (média, 154/38°, Figura 25), sugerindo, a grosso modo, uma vergência para NW. Os eixos dessas dobras possuem caimento suave para SW, fazendo com que em mapa a estrutura dos antiformais tenham fechamento para SW e os sinformais para NE.

Contida na foliação Sn, ocorre uma lineação de estiramento mineral Ln (Figura 26) definida principalmente por cristais de sillimanita, turmalina, micas e quartzo nos xistos, gnaisses e quartzitos. Esta lineação tem atitude média aproximadamente 77 / 07°.

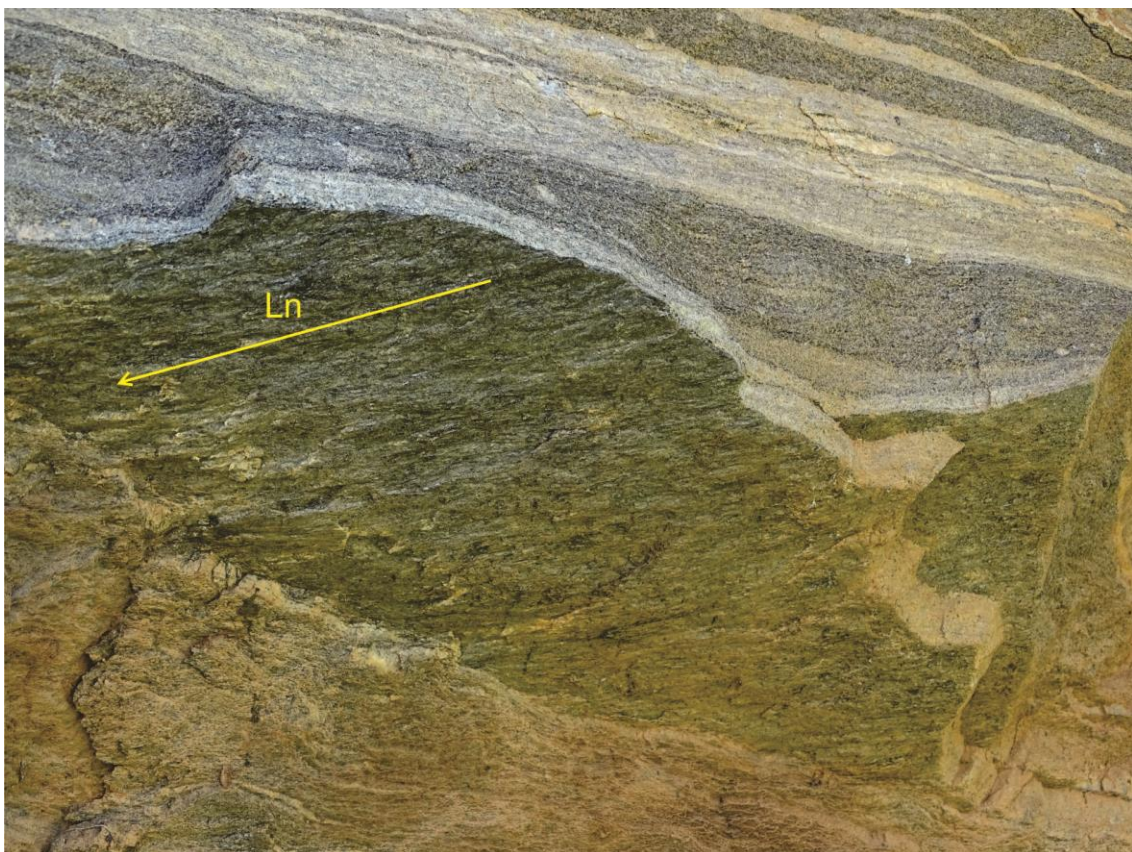


Figura 26 – Imagem interpretada de um afloramento do Hornblenda Ortognaisse Migmatítico (unidade A, ponto CDC – 16). Destaque para a lineação de estiramento Ln definida por cristais estirados de quartzo.

Essa lineação pode ter sido gerada durante a fase deformacional Dn, juntamente com a foliação Sn, e posteriormente dobrada por Dn+1, ou pode ser produto da própria fase deformacional Dn+1, isto é, contemporânea ao dobramento assimétrico da foliação Sn.

Para esclarecer em qual momento de deformação essa lineação foi constituída, todas as medidas de lineação realizadas em campo foram separados segundo as duas principais direções de mergulho da foliação, SE e NW. Dessa forma percebe-se que a atitude média da lineação contida na foliação que mergulha para SE é 81/07° (Figura 25), enquanto que para a lineação contida na foliação NW é 73/07° (Figura 27).

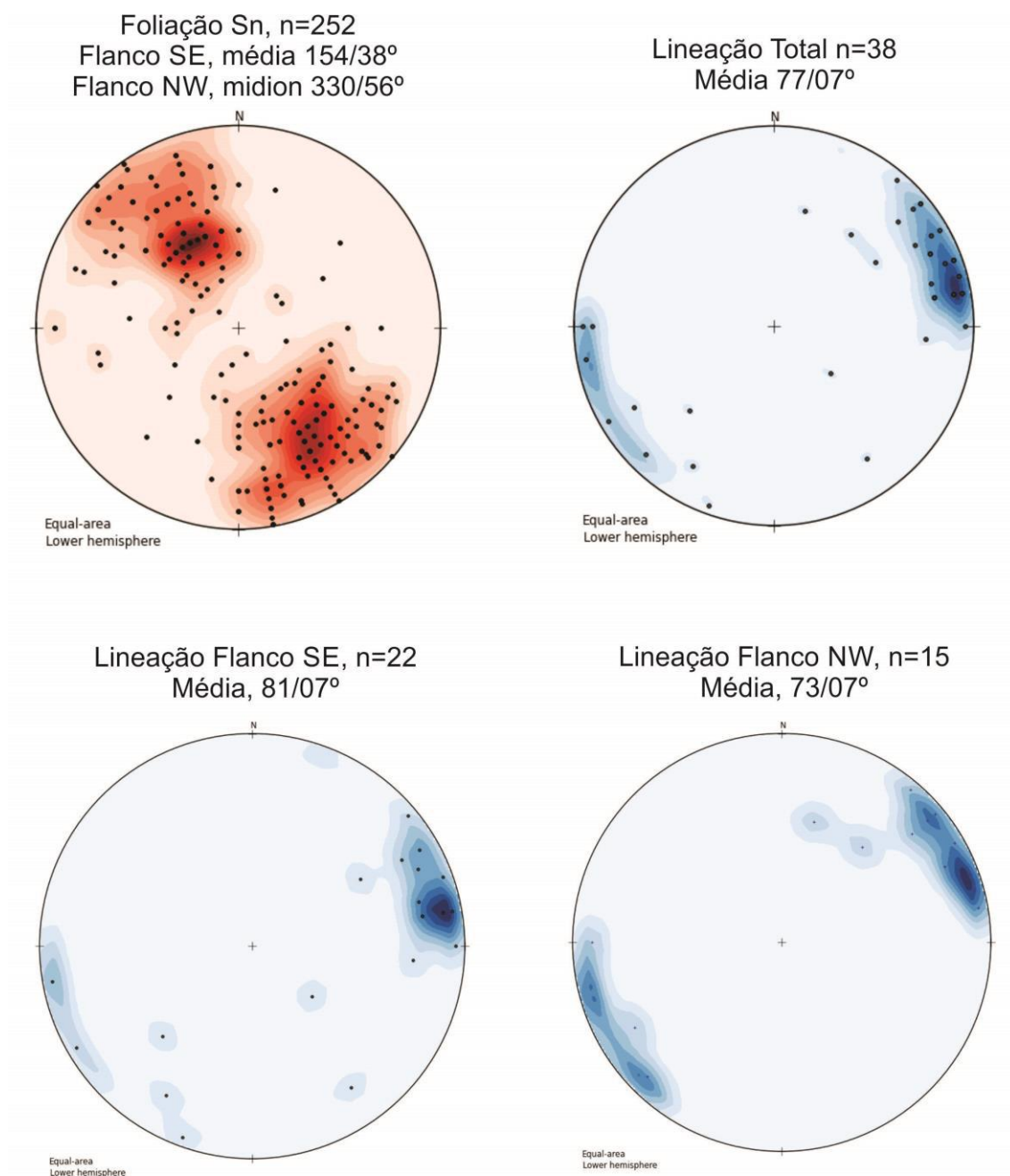


Figura 27 – Estereogramas das atitudes da foliação Sn e lineação Ln que ocorrem na área de mapeamento.

Como a diferença de direção é de apenas 8°, em média, e o ângulo do caimento é praticamente o mesmo, parece que essa lineação não dobra juntamente com a foliação S_n , mas sim foi produzida contemporaneamente ao dobramento da fase deformacional D_{n+1} .

Em um momento tardio da fase deformacional D_{n+1} , foram formadas zonas de cisalhamento com movimento transcorrente dextral, evidenciadas pela lineação de estiramento sub-horizontal, com caimento médio também para 70°N, contida nas foliações miloníticas com atitude média 160/50°. Em cortes paralelos a lineação de estiramento e perpendiculares a foliação milonítica, ocorrem porfiroclastos de feldspatos que funcionam como indicadores cinemáticos, deltas e sigmas, que mostram movimento em planta dextral. Outros indicadores cinemáticos foram identificados, como planos S-C, *shear bands* e dobras assimétricas, que também apontam para um movimento em planta dextral.

Os milonitos dessas zonas de cisalhamento possuem granulação fina, o que pode sugerir que foram produzidos em condições de baixa temperatura. No entanto são comuns tiras compostas por cristais de quartzo com contatos poligonais entre si, e porfiroclastos de feldspatos com ligeira recristalização na borda. Esses fatos sugerem que os milonitos não foram produzidos em uma condição de baixa temperatura, mas sim moderada.

A orientação e cinemática dessas zonas de cisalhamento, sugerem, a grosso modo, que o campo de tensões que as produziu foi uma compressão aproximadamente E-W.

Por fim, um último evento compressional foi verificado através do redobramento das dobras assimétricas D_{n+1} , produzindo dobras suaves D_{n+2} com eixo sub-horizontal, rumo aproximadamente N-S, e plano axial subvertical, às vezes com mergulho moderado para W. Tais dobras são observadas em escalas que variam desde regionais, mapa geológico (anexo), métricas e centimétricas retratadas a partir de crenulações com eixo sub-horizontal rumo aproximadamente N-S e plano axial subvertical. Esta fase de deformação também dobrou suavemente as zonas de cisalhamentos, fato evidenciado pelo crescimento descontínuo de biotita e mica branca por cima da foliação milonítica (Figura 30).

6.2 Metamorfismo

As condições de metamorfismo foram analisadas por meio das associações minerais identificadas, principalmente, em rochas com protólitos sedimentares do tipo pelítico e semipelítico. Além disso, também foi levado em consideração o grau de migmatização das unidades mapeadas, em função da abundância dos corpos anatéticos presentes nas unidades.

Percebe-se um contraste metamórfico entre as rochas do embasamento e da cobertura paraderivada. Os ortognaisses do embasamento são rochas migmatíticas com alto grau de fusão parcial. Esses ortognaisses possuem composições intermediárias com razoável quantidade de hornblenda e intercalações de lentes anfíbolíticas que também apresentam evidências de anatexia (Figura 7). Como sabido, Yardley (1989), rochas

com tal composição possuem pouca H₂O e para que haja fusão parcial desses litotipos é necessária uma temperatura pelo menos igual ou maior que as vigentes na fácies granulito, isto é, acima de 700°C. A hornblenda, quando presente nesses ortognaisses, ocorre parcialmente substituída por biotita, que compõem as foliações mais jovens, crescidas durante os metamorfismos posteriores que afetaram a cobertura paraderivada em menor grau.

Com relação às rochas pertencentes à cobertura metassedimentar, foram utilizadas basicamente as rochas xistosas para a caracterização do metamorfismo, que nesse caso não foi tão severo quanto ao que afetou as rochas do embasamento, inclusive mostrando um menor grau de migmatização, onde a quantidade de corpos anatéticos são inexpressivas ou não existentes. Os xistos da área são compostos por biotita + mica branca + quartzo + plagioclásio ± K-feldspato ± veios quartzo feldspáticos ± granada ± cianita ± sillimanita fibrosa, raramente prismática ± clorita (Figura 28).

Por meio das associações minerais e suas relações com estruturas tectônicas, foram caracterizados pelo menos cinco estágios de metamorfismo, um primeiro seguido de um reequilíbrio parcial; um terceiro estágio com grau metamórfico bastante similar ao segundo; um quarto que reequilibra parcialmente todo sistema pretérito, caracterizado por menor temperatura; e por fim, um quinto estágio, também de baixa temperatura, relacionado à formação das zonas de cisalhamento e de dobras suaves com eixo rumo N-S e plano axial subvertical.

Como mostram as análises geocronológicas, as rochas paraderivadas dessa região sofreram um metamorfismo, mesmo que restrito, definido entre 840 e 684 Ma (gráficos das figuras 32 e 34). Esse metamorfismo provavelmente está relacionado ao Arco Magmático da Nappe Socorro que funcionou entre aproximadamente 840 e 630 Ma.

É possível que cristais de biotita, mica branca, quartzo, plagioclásio, K-feldspato e granada tenham aparecido nessa região durante o metamorfismo dado pelo Arco Magmático da Nappe Socorro.

Essa associação mineralógica está condizente com um metamorfismo de baixo grau, entre as fácies xisto verde e anfibolito, o que pode ser justificado pela distância entre as principais ocorrências de rochas do Arco Magmático da Nappe Socorro, aproximadamente 70 km a NW da área descrita neste trabalho.

O metamorfismo do arco magmático foi seguido por um reequilíbrio parcial do sistema, dado pela colisão continental, iniciada por volta de 625 Ma (Hackspacher *et al.*, 1999, 2000 e 2003; Peternel, 2005; Peternel *et al.*, 2005; Töpfner, 1996; Trouw C. C., 2008; Trouw *et al.*, 2013; Moro *et al.*, 2014; Vinagre *et al.*, 2014a; Rocha *et al.*, 2016; Duffles *et al.*, 2016).

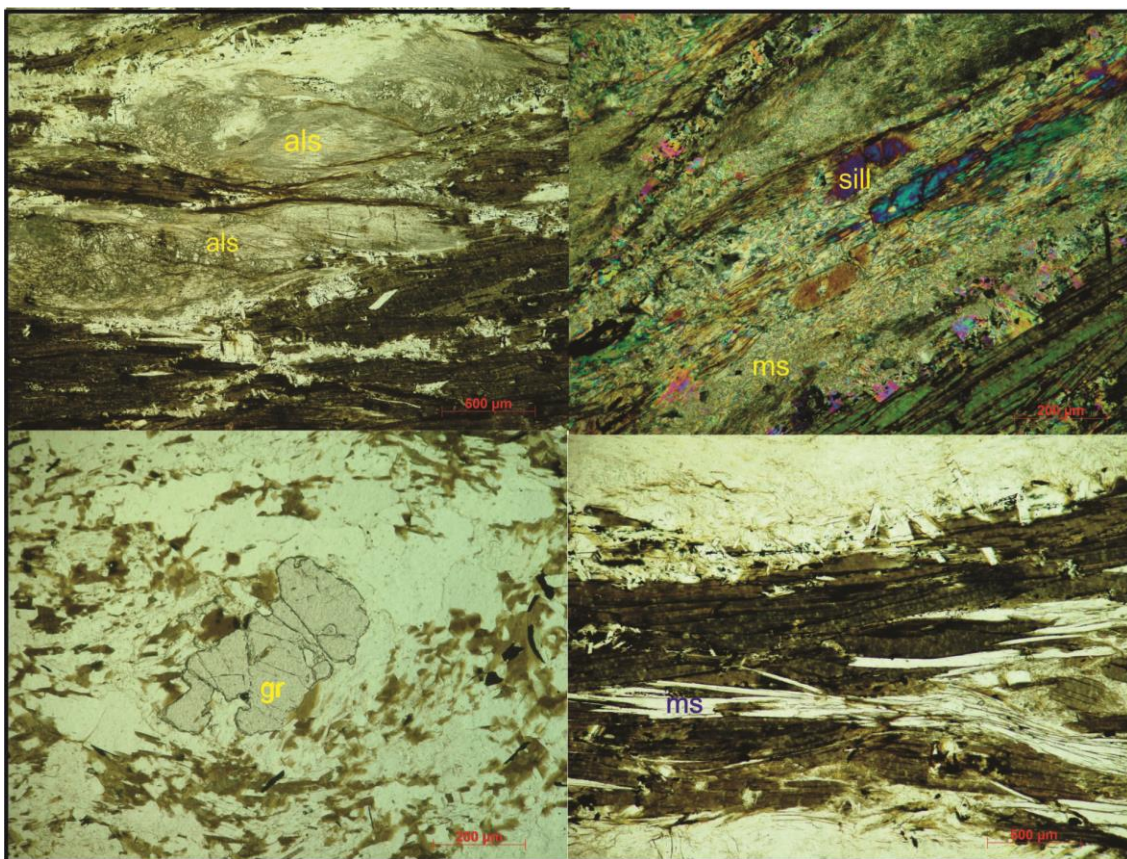


Figura 28 – Fotos da petrografia do xisto (unidade D) presente na área de mapeamento.

Assumindo essa hipótese, esse segundo estágio metamórfico estaria associado a estruturas tectônicas compressionais, no caso a foliação pretérita Sn-1, e seria o responsável pelo aparecimento de novas granadas, além do sobrecrecimento de bordas nas granadas mais antigas, formação de hornblenda, sillimanita, biotita, veios quartzo – feldspáticos e mica branca. Vale apenas ressaltar que a maioria desses minerais compõe a primeira foliação que se tem registro nas rochas (Sn-1).

Esse segundo metamorfismo mostra uma ligeira transição com diminuição do grau metamórfico à medida que se segue para S-SE. Essa diminuição foi observada basicamente pela densidade de ocorrência dos veios quartzo-feldspáticos interpretados como produtos de fusão parcial dessa fase, uma vez que se relacionam melanossomas, leucossomas e paleossomas.

Em alguns afloramentos (Figura 18) ocorrem porfiroblastos já quase que totalmente substituídos, na maioria das vezes por sillimanita e/ou mica branca, que aparentemente são aluminossilicatos de alumínio. O hábito preservado do antigo cristal é robusto e lembra cianita ou andaluzita. Como esses dois minerais já foram descritos em áreas adjacentes (Vinagre et al., in preparo), é possível que na área de abrangência deste trabalho também ocorram.

Esses pseudomorfos defletem a foliação principal Sn, além disso, se mostram dobrados, juntamente com a foliação Sn-1, pelas dobras intrafoliais Dn, indicando que já estavam presentes na rocha antes do metamorfismo Dn. A mesma coisa ocorre com

cristais de granada e veios quartzo feldspáticos interpretados como produtos de fusão parcial.

A associação metamórfica desse segundo evento reflete um grau que varia de baixo a moderado, provavelmente entre as fácies xisto verde e anfibolito. Isso ocorre por conta da distância entre a suposta sutura entre os paleocontinentes Paranapanema e São Francisco, aproximadamente 70 – 80 km a N, e a área estudada.

No terceiro estágio metamórfico, os cristais de cianita foram quase que totalmente substituídos por sillimanita que cresceu juntamente com biotita e mica branca, definindo a foliação Sn, considerada a foliação principal na área.

O crescimento de sillimanita neste terceiro metamorfismo é uma evidencia de que esta se deu em uma condição de temperatura ligeiramente maior do que os dois anteriores, provavelmente na fácies anfibolito.

Mais tarde, esse terceiro sistema metamórfico foi novamente reequilibrado parcialmente (quarta fase de metamorfismo), uma vez que os cristais de sillimanita, mais os pseudomorfos de aluminossilicatos de alumínio, foram substituídos por mica branca (Figura 28). Contemporaneamente ao crescimento de mica branca secundária, também cresceram cristais de clorita, tanto na matriz como substituindo biotita e granada em seus domínios de borda e ao longo das clivagens (Figura 29).

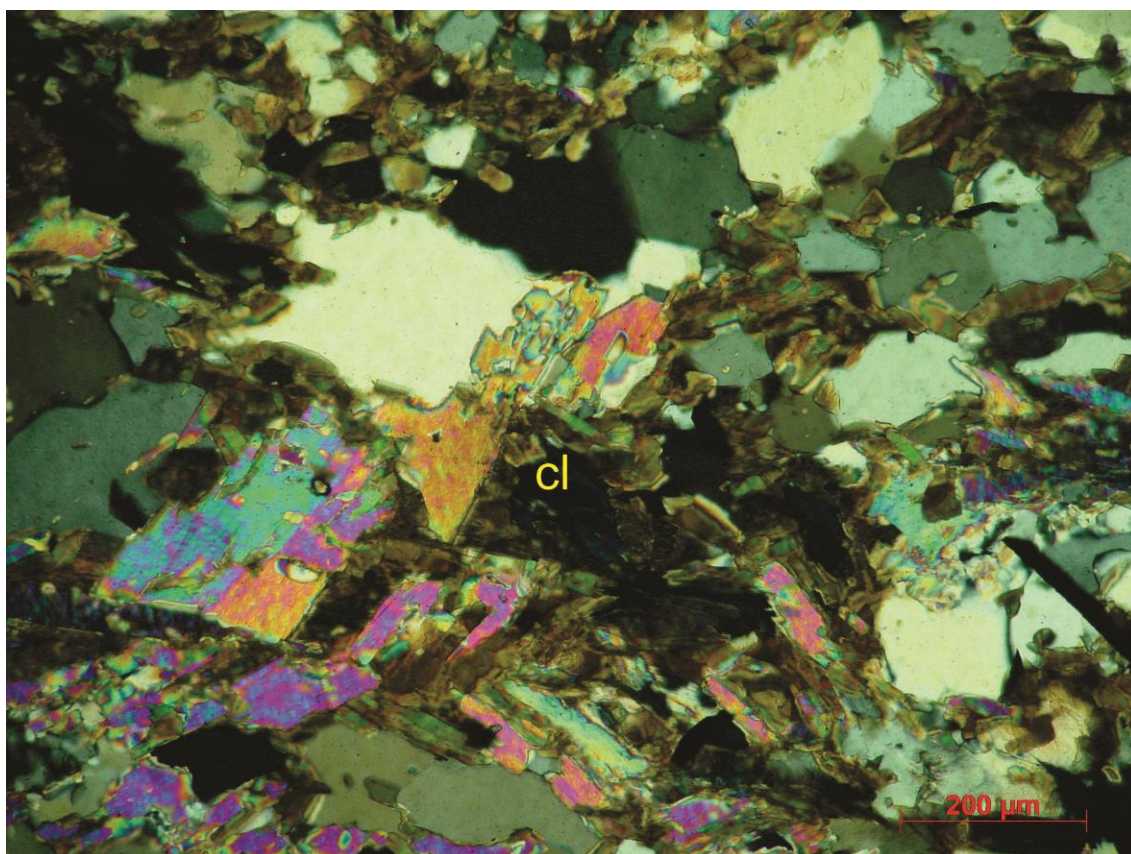


Figura 29 – Fotomicrografia do Biotita Muscovita Xisto (unidade D) mostrando o crescimento de clorita tanto na matriz da rocha como substituindo os cristais de biotita.

Esse quarto estágio mostra uma condição de metamorfismo de baixo grau, a presença de clorita relacionada a este momento é uma evidencia de metamorfismo fácies xisto verde.

O quinto estágio metamórfico mostra uma similaridade com o quarto, pois também foi dado em baixa temperatura, sendo evidenciado pelo crescimento aleatório de cristais de clorita e mica branca na trama da rocha, em alguns locais crescendo segundo o eixo de uma suave crenulação, com rumo aproximadamente N – S. Além disso, foram observados cristais de biotita, mica branca e clorita crescendo a partir da trama milonítica das zonas de cisalhamento (Figura 30). Essa condição caracteriza um metamorfismo de fácies xisto verde.

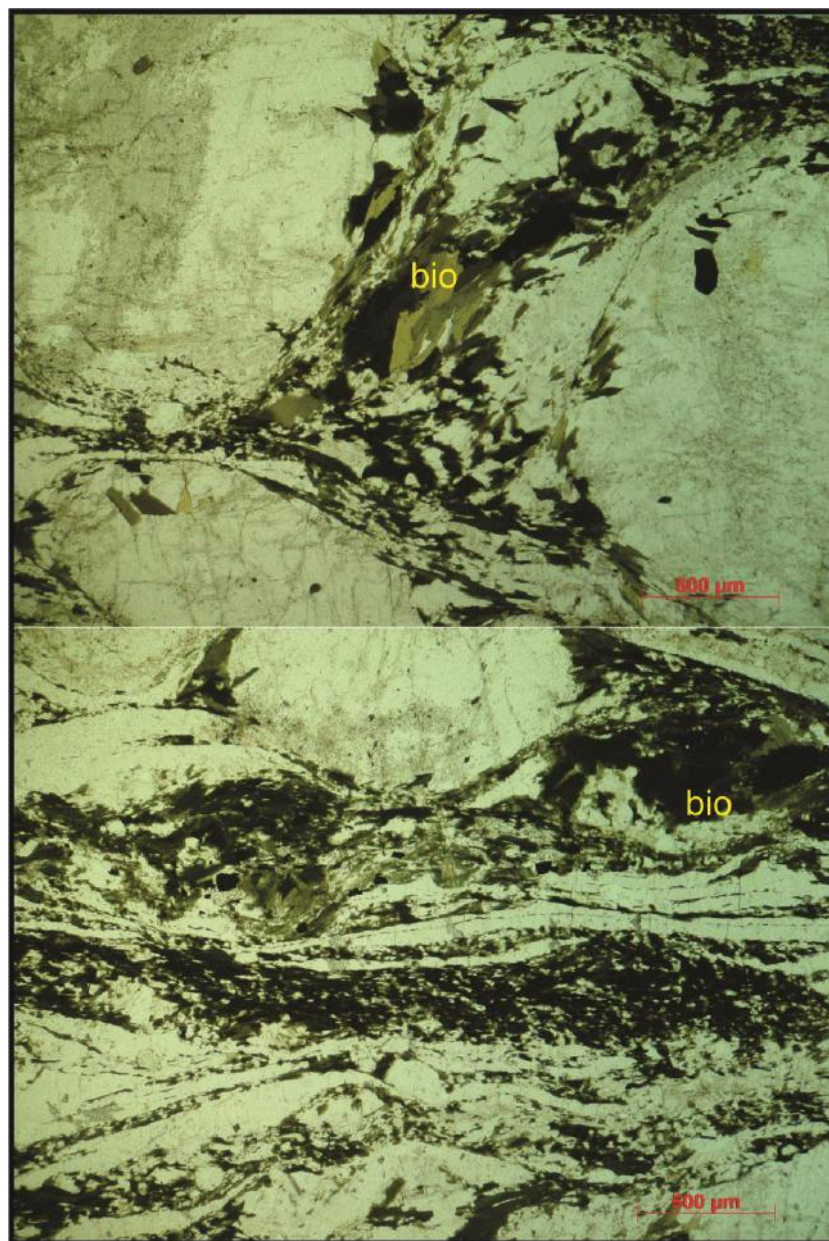


Figura 30 – Imagens da petrografia de ortognaisses do embasamento (Unidade B) evidenciando o crescimento de biotita a partir da trama milonítica da rocha.

Assim sendo, podemos considerar que de forma geral os metamorfismos brasileiros que afetaram as rochas estudadas foram concebidos em sua maioria em condições de baixa temperatura e pressão, predominando a fácies xisto verde com algum indício de fácies anfibolito baixo. Isso pode explicar o fato do quartzito analisado geocronologicamente ter mostrado mais expressivamente um metamorfismo mesoproterozoico, pois a baixa temperatura dos metamorfismos neoproterozoico não foi o suficiente para modificar em larga escala o sistema dos cristais de zircão.

Além disso, é possível que o metamorfismo mesoproterozoico verificado nos cristais de zircão possa ser o responsável pelo registro de mais alto grau observado nas rochas do embasamento.

7 – GEOCRONOLOGIA

A amostra datada é um quartzito de coloração clara e possui granulação fina a média, friável, que compõe uma camada com dezenas de metros de espessura. Este quartzito ocorre estratigraficamente acima do Biotita Muscovita Paragnaisse e abaixo do Biotita Muscovita Xisto, ponto CDC 15 (Mapa em anexo, coordenadas 7472092 / 515557).

Os cristais de zircão são incolores e possuem formas variadas, predominando grãos arredondados por consequência de processos sedimentares trativos. Raros cristais apresentam sua forma original prismática piramidal (2:1).

As imagens de cathodoluminescência realizadas mostram cristais com zonamento interno típico de zircão ígneo, na maioria das vezes, do centro até a borda do cristal. Alguns grãos apresentam um núcleo ígneo truncado por um sobrecrecimento de borda, aparentemente metamórfico. Este sobrecrecimento por ora acompanha a forma arredondada que o grão ganhou durante os processos de sedimentação, mas também ocorre proporcionando uma forma prismática ao cristal (Figura 31).

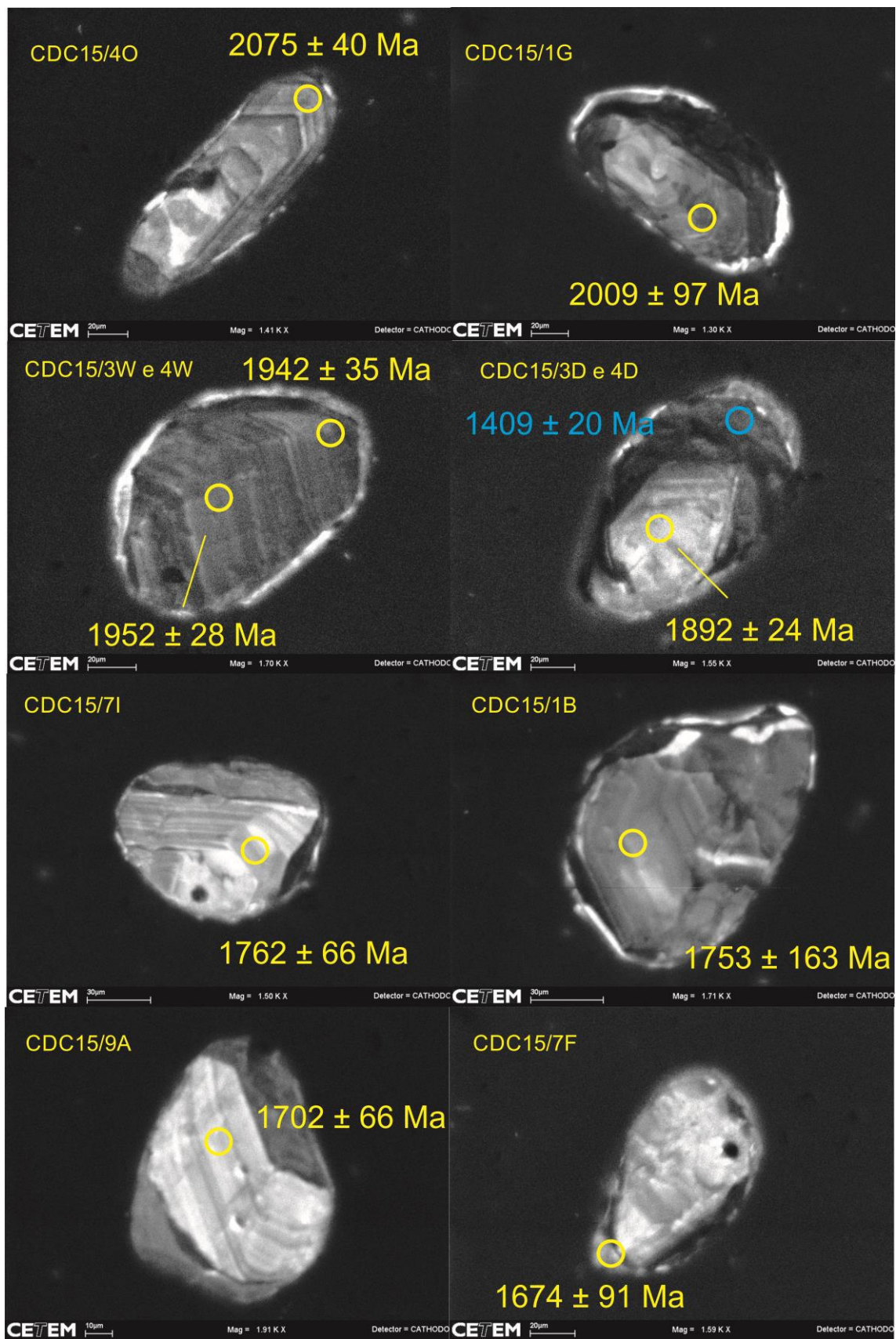


Figura 31 – Imagens de cathodoluminescência dos cristais de zircão analisados mostrando zonamento interno típico de zircão ígneo como também sobrecrecimento de bordas metamórficas.

Foram efetuadas 207 análises em 129 cristais de zircão, alternando entre centro e bordas. Dessas, 60 análises se mostraram concordantes com índices variando entre 95 e 105% de confiabilidade (Tabela 1, em anexo). Outras 44 análises tiveram índices de concordância variando entre 90 e 110%, também sendo consideradas neste trabalho. O restante das análises tiveram índices de confiabilidade não compatíveis e foram desconsiderados.

Quanto às análises mais concordantes, os núcleos e bordas interpretados como ígneos mostram um largo range de idades que variam desde o paleoproterozoico até o neoproterozoico, entre 2100 e 800 Ma (Figura 32 e Tabela 1, em anexo).

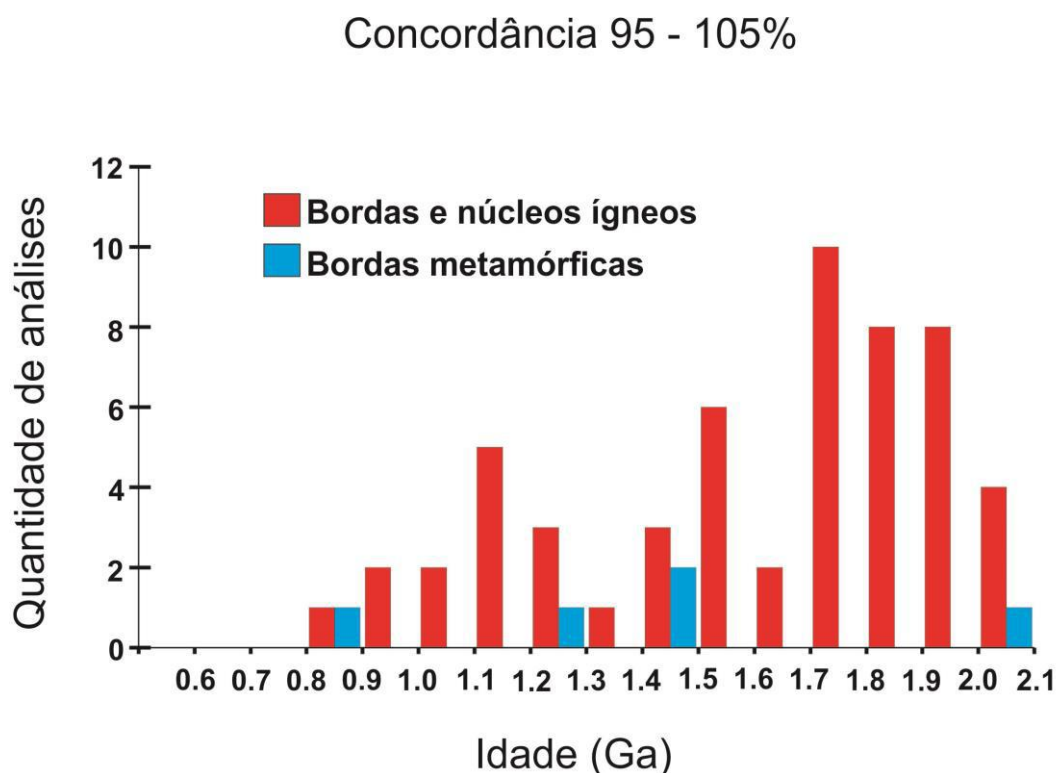


Figura 32 – Gráfico de dados com 95-105% de concordância evidenciando a quantidade de análises de diferentes idades registradas nos cristais de zircão analisados.

Dentre este conjunto de dados, pode se perceber três faixas de idades, predominantemente paleoproterozoicas, com destaque para um grupo que rendeu idades entre 1800 e 1700 Ma. Os demais, não tão expressivos, mostram valores entre 1600-1500 Ma e 1200 - 800 Ma.

Ainda tratando das análises mais concordantes, cinco bordas foram interpretadas como metamórficas em função de suas aparências nas imagens de cathodoluminescência e baixa razão Th/U. A borda metamórfica mais antiga (CDC15/3N, Tabela 1, anexo), paleoproterozoica, rendeu uma idade Pb-Pb de 2078 ± 24 Ma. Outras três, apresentaram idades mesoproterozoicas, duas entre 1400 e 1450 Ma (CDC15/9P e CDC15/4D, Tabela 1, anexo) e uma de 1292 ± 17 Ma (CDC15/2P, Tabela 1, anexo). Por fim, a quinta idade metamórfica é neoproterozoica e gira por volta de 876

± 27 Ma (CDC 15/1Q, Tabela 1, anexo). Esta ultima teve sua razão Th/U medida em torno de 0,11 (Tabela 1, anexo), limite conhecido entre razões ígneas e metamórficas, porém a imagem de cathodoluminescência mostra uma borda discrepante e nebulosa (Figura 33) que tendenciou a interpretação de origem metamórfica.

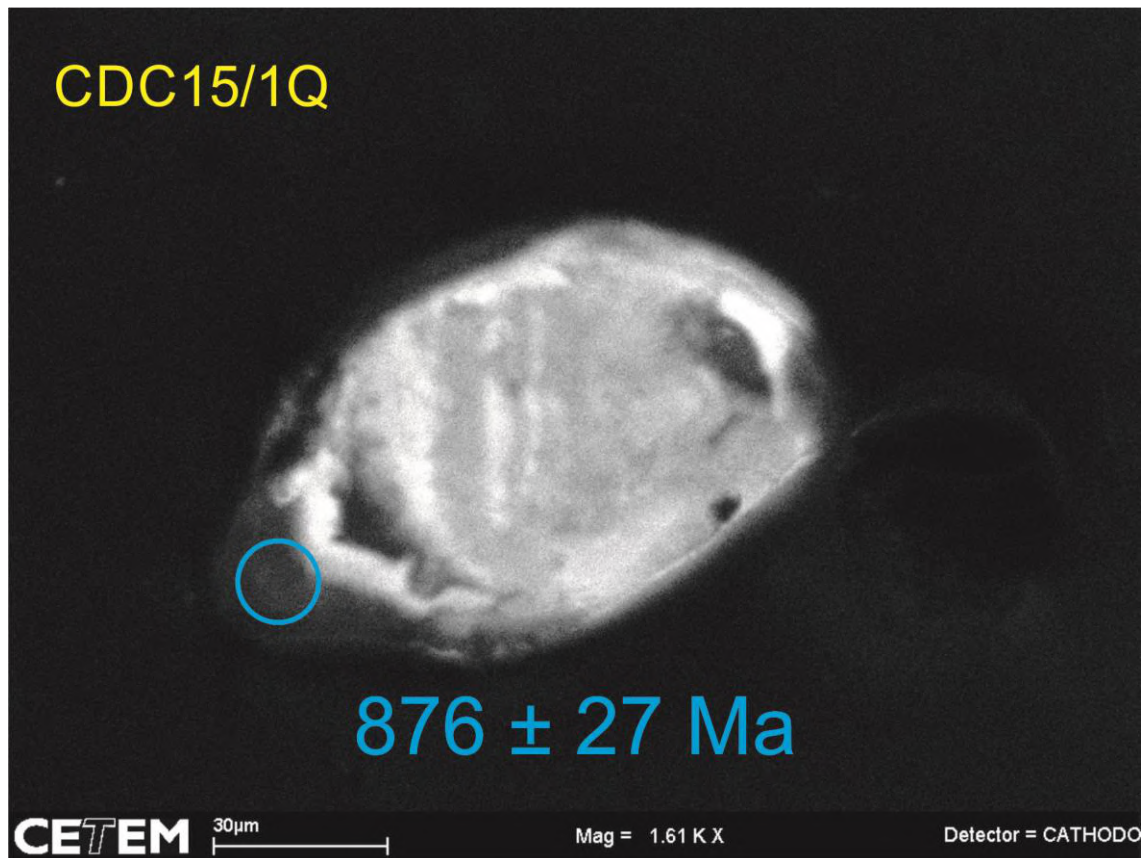


Figura 33 – Imagem de cathodoluminescência evidenciando um sobrecrecimento de uma borda nebulosa aparentemente de origem metamórfica.

Quanto ao conjunto de idades com menor índice de confiabilidade (90 - 110%), pode-se dizer que mostra um comportamento similar ao grupo mais concordante. A diferença mais marcante encontra-se nas bordas interpretadas como metamórficas, em função das imagens de cathodoluminescência e baixa razão Th/U, que mostram algumas idades mais jovens, entre 840 e 684 Ma. A este conjunto pertencem os cristais CDC15/004L, CDC15/003H e CDC15/003F (Tabela 1) e que renderam idades de 734 ± 83 , 687 ± 21 e 684 ± 30 Ma, respectivamente. Estes cristais possuem índice de confiabilidade de 107, 92 e 106%, respectivamente.

A Tabela 2 (anexo) mostra o somatório de todos os dados com concordância entre 90 e 110%. O gráfico da figura 34 mostra um padrão de distribuição de idades semelhante ao gráfico da figura 32, com três picos de formação de cristais ígneos, um entre 1800 e 1700 Ma, outro entre 1500 e 1400 Ma, e um terceiro entre 1100 e 1000 Ma.

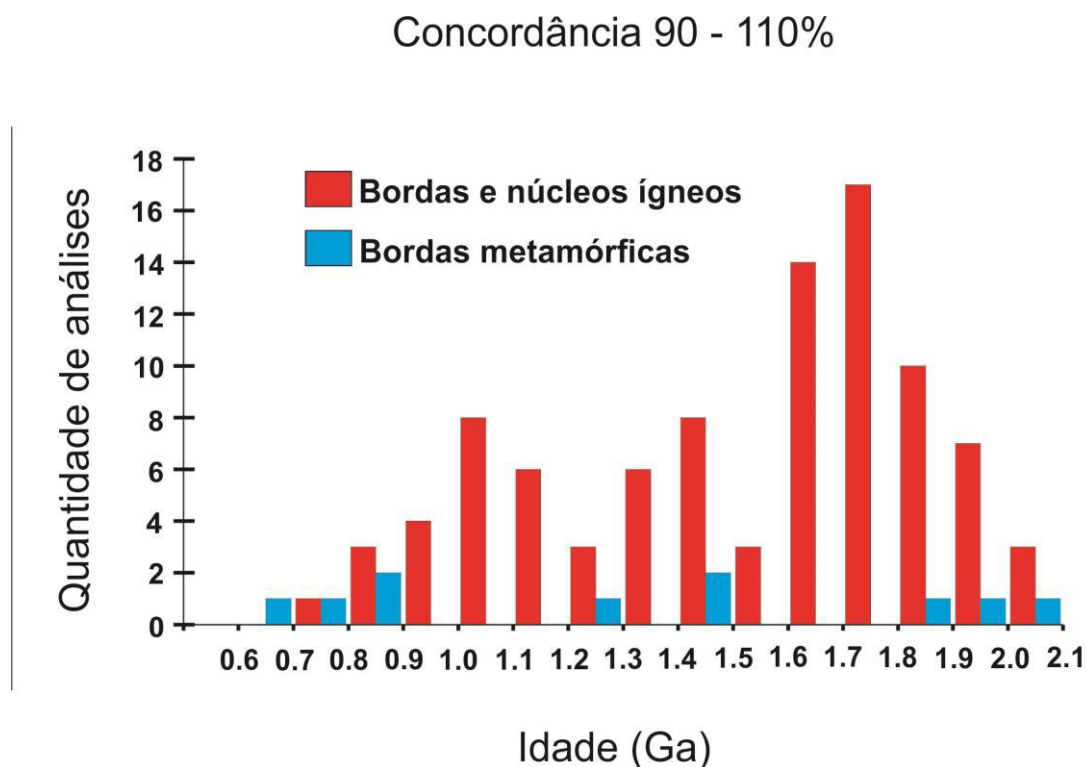


Figura 34 - Gráfico de dados com 90-110% de concordância evidenciando a quantidade de análises de diferentes idades registradas nos cristais de zircão analisados.

7.1 Discussões a Respeito da Geocronologia

Com relação aos dados apresentados podemos afirmar que a porção estudada da bacia que originou o complexo Embu tem sedimentação posterior a 800 Ma. O cristal interpretado como magmático, com concordância entre 95 e 105%, que rendeu a idade mais jovem (855 ± 44 Ma) é o CDC15/8V (Tabela 1, anexo). Esta idade pode ser considerada a idade mínima de sedimentação dessa bacia, uma vez que a maioria dos dados mais jovens está relacionada a bordas metamórficas.

Analisando os gráficos das Figuras 32 e 34, percebe-se um padrão comum a todos eles, três momentos de formação de rochas magmáticas, entre aproximadamente 2100 e 1700 Ma, 1600 e 1300 Ma, e 1200 e 900 Ma.

Os dados mostram uma larga formação de rochas ígneas entre 1700-1600 Ma, provavelmente derivadas de processos crustais distensivos (?).

A segunda faixa de formação de rochas ígneas, entre 1600 e 1400 Ma, aponta para uma possível continuação dos processos tectônicos distensivos.

Entre 1400 e 1200 Ma, ocorre mais uma redução na produção rochas magmáticas.

Por fim um último pulso de formação de rochas magmáticas aponta a continuação da tectogenia que perdurou até aproximadamente 800 Ma. Posteriormente a isso, raras idades metamórficas registradas nos cristais, mostram um metamorfismo entre aproximadamente 734 e 684 Ma, período onde já não havia mais sedimentação nesta bacia.

8. Apontamentos Finais

Entende-se até então que os hornblenda e biotita ortognaisses migmatíticos (unidades A e B) são rochas que compõem o embasamento acima dos quais estão colocados gnaisses paraderivados, quartzitos e xistos. Essa interpretação se deve aos fatos de que os ortognaisses das unidades A e B estão sempre abaixo das rochas paraderivadas das unidades C1, C2 e D, não possuem xenólitos de xistos, paragnaisses, nem de quartzito, além disso, mostram um metamorfismo mais intenso que contrasta com o metamorfismo de menor grau registrado na cobertura paraderivada. O contato entre o embasamento e as rochas paraderivadas é uma discordância litológica, isso explica também, o fato de que ora a estratigrafia é dada pelo embasamento sobreposto pelo Biotita Muscovita Paragnaisse (unidade C1), com variações laterais para o Quartzito e Biotita Muscovita Xisto, ora embasamento sobreposto pelo Quartzito e Biotita Muscovita Xisto, e ora pelo embasamento sobreposto diretamente pelo Biotita Muscovita Xisto. Esse truncamento e ausência de unidades em determinados pontos do mapa geológico (em anexo), pode ser interpretado como um onlapamento das unidades contra o embasamento durante a deposição e acomodação das camadas sedimentares dentro da bacia.

Os processos de sedimentação foram iniciados após 800 e cessados entre 734 e 684 Ma.

O primeiro grande estágio de formação de rochas ígneas relacionadas a fonte de parte dessa bacia foi interpretado na faixa entre 2100 e 1600 Ma, momento onde se tem uma redução na produção de rochas ígneas.

Posteriormente um novo pulso de formação de rochas ígneas aponta para a continuação da abertura da bacia entre 1200 e 800 Ma. Esta pode ser a abertura definitiva do Rodinia que deu origem a diversos pequenos continentes, entre eles, o Paranapanema e o São Francisco.

Em um contexto tectônico mais regional a Bacia Embu estaria relacionada ao Rodinia e posteriormente assumiria a condição de margem continental passiva do Paleocontinente Paranapanema.

O último pico de metamorfismo detectado nos cristais de zircão analisados se deu entre 734 e 684 Ma. Este poderia estar relacionado ao Arco Magmático da Nappe Socorro, que funcionou entre 840 e 630 Ma. Foi dentro desse período, em aproximadamente 689 Ma (Janasi *et al.*, 2003; Trouw *et al.*, 2013), que o conjunto embasamento / cobertura paraderivada foi intrudido pelo granitóide Serra do Quebra Cangalha (unidade E).

Assumindo essa hipótese, porque o Complexo Embu não apresenta cristais de zircão com idades ígneas do Arco Magmático da Nappe Socorro?

Uma explicação para isso seria que a bacia plataformar onde estavam sendo depositados os sedimentos era uma margem passiva até o início do Orógeno Brasileiro, no neoproterozoico, com a subducção da litosfera oceânica que existia entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema.

Pode ser que a instalação do arco magmático soergueu a plataforma continental (Complexo Embu), transpondo a linha de costa mais adiante na paleogeografia da região onde se instalou a bacia plataformar de margem ativa na qual foram depositados

os cristais de zircão derivados do magmatismo do arco. O registro mais provável dessa bacia de margem ativa seria o biotita xisto da formação São Vicente, Grupo Andrelândia (Paciullo *et al.*, 2000; Westin *et al.*, 2016).

Nesse contexto a antiga bacia de margem plataformal passiva do paleocontinente Paranapanema, estaria soerguida e não mais sofrendo deposição, apenas erosão.

Posteriormente a colisão continental entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema teve seu início, nessa região, por volta de 625 Ma, formando a foliação Sn-1 com crescimento de micas, granada, feldspatos e um aluminossilicato que pode ser cianita ou andaluzita.

Essa colisão teria evoluído até aproximadamente 600 Ma, período de idades em que se deram as fases deformacionais Dn-1, Dn e Dn+1, que são interpretadas como progressivas, uma vez que a lineação de estiramento contida na foliação Sn, foi produzida durante o dobramento da mesma, em um evento tectônico com rumo W/SW-E/NE.

Mais tarde foram impressas nessas rochas a rara lineação de estiramento com caimento de alto ângulo para SE, nesse momento, as dobras da fase Dn+1 ganharam uma ligeira assimetria com vergencia para NW (tectonismo relacionado à evolução da Faixa Ribeira?).

É provável que o último estágio de metamorfismo com crescimento de clorita, mica branca e biotita esteja relacionado a deformação Dn+2, pois estes minerais seguem timidamente o traço do plano axial das dobras suaves com rumo N-S e plano axial subvertical.

O contraste metamórfico entre os ortognaisses do embasamento, aparentemente rochas produzidas em condições de metamorfismo de alto grau, com as rochas metassedimentares sobrepostas, se dá provavelmente porque os ortognaisses do embasamento são mais velhos, e por tanto, sofreram um ou mais metamorfismos pretéritos em maior grau.

Referências Bibliográficas:

- BASEI, M.A.S., SIGA JR., O., SATO, K., SPROESSER, W.M., 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 67, 221–237.
- CAMPOS NETO, M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: CORDANI UG ET AL. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, pp. 335–365.
- CAMPOS NETO, M.C. AND CABY, R., 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics* 19, 669–687.
- CAMPOS NETO, M.C. AND CABY, R., 1999. Tectonic constrain on Neoproterozoic hig-pressure metamorphism and nappe system south of São Francisco craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3–26.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S., JANASI, V.A., MORAES, R. 2011. Orogen Migration and Tectonic Setting of the Andrelândia Nappe System: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 393–406.
- CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S., VLACH, S.R.F., CABY, R., SZABÓ, G.A.J., VASCONCELOS, P. 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: um esboço da colagem Brasiliana no sul do Cráton do São Francisco, SE -Brasil. *Geologia USP Série Científica* 4, 13–40.
- CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G., FUCK R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology* 43, 583–597.
- CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., COUTINHO, J.M.V. 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 903–910.
- DUFFLES, 2013. Mapeamento e geocronologia do Complexo Embu no leste do estado de São Paulo. Tese de doutorado.
- DUFFLES, P. A., TROUW, R. A. J., MENDES, J. C., GERDES, A., VINAGRE, R. 2016. U-Pb Age of Detrital Zircon from the Embu Sequence, Ribeira Belt, Se Brazil. *Precambrian Research* 278, 69–86.

- FERNANDES, A. J. 1991. O Complexo Embu no Leste do Estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. MSc dissertation, IG, Universidade de São Paulo. 120p.
- HACKSPACHER, P. C., FETTER, A. H., EBERT, H. D., JANASI, V. A., DANTAS, E. L., OLIVEIRA, M. A. F., BRAGA, I. F., NEGRI, F. A. 2003. Magmatismo há 660-640 Ma no Domínio Socorro: registros de convergência pré-colisional na aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP Série Científica* 3, 85-96.
- HACKSPACHER, P.C., DANTAS, E.L., SPOLADORE, A., FETTER, A.H., OLIVERIRA, M.A.F. 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New geochronological and Geochemical constrains from the São Roque-Acungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 110-114.
- HACKSPACHER, P.C., DANTAS, E.L., GODOY, A.M., OLIVEIRA, M.A.F., FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R. 1999. Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the Sao Paulo State, Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. In: Symposium. Sulamericano de Geologia Isotópica e South American Symposium on Isotope Geology, 2, Cordoba. Atas... Cordoba: Instituto de Geologia y Recursos Minerales 1, 310-313.
- HASUI, Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a oeste de São Paulo. *Boletim IG, São Paulo* 6, 95-103.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203-234.
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., TASSINARI, C.C.G., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., SIGA JR., O., TROUW, R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publication 294, 211-232.

- JANASI, V.A. E ULBRICH, H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research* 51, 351-374.
- JANASI V.A. E ULBRICH H.H. 1992. Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP Publicação Especial* nº 11, São Paulo, 253 p.
- JANASI, V.A., ALVES, A., VLACH, S.R.F., LEITE, R.J. 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia USP: Publicações Especiais* 3, 13-24.
- JANASI, V. A., LEITE, R. J., VAN SCHMUS, W. R. 2001. UPb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 363-376.
- MORA, C.A.S., CAMPOS NETO, M.C., BASEI, M.A.S. 2014. Syn-collisional lower continental crust anatexis in the Neoproterozoic Socorro-Guaxupé Nappe System, southern Brasília orogen, Brasil: Constraints from zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf signatures and whole-rock geochemistry. *Precambrian Research* 255, 847-864.
- PACIULLO F.V.P., RIBEIRO A., ANDREIS, R. R., TROUW, R.A.J. 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociência* 30, 200-202.
- PETERNEL, R., TROUW, R.A.J., SCHMITT, R. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira, no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 297-310.
- PETERNEL, R.M.N. 2005. A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais. UFRJ, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro. PhD Thesis. 237p.
- RENO, B.L., BROWN, M., KOBAYASHI, K., NAKAMURA, E., PICCOLI, P.M., TROUW, R.A.J. 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal Geological Society (London)* 166, 1013-1032.
- ROCHA, B.C., MORAES, R., MOLLER, A., CIOFFI, C.R., JERCINOVIC, M.J. 2016. Timing of anatexis and melt crystallization in the Socorro-Guaxupé Nappe, SE Brazil: Insights from trace element composition of zircon, monazite and garnet coupled to U-Pb geochronology. *Lithos*, Acept publish.

- TROUW, C.C. 2008. Mapeamento da Folha Virgínia-MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica. UFRJ, Instituto de Geociências. PhD Thesis. 126p.
- TROUW, R.A.J., HEILBRON, M., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P., VALERIANO, C.M., ALMEIDA, J.C.H., TUPINAMBÁ, M., ANDREIS, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 287-310.
- TROUW, R.A.J., PASSCHIER, C.W. E WIERSMA, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites and Related Microstructures*. Springer. 322p.
- TROUW, R.A.J., PETERNEL, R., RIBEIRO, A., HEILBRON, M., VINAGRE, R., DUFFLES, P., TROUW, C.C., FONTAINHA, M., KUSSAMA, H. 2013. A New Interpretation for the Interference Zone between the Southern Brasília Belt and the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 43-57.
- VALERIANO, C.M., PIMENTEL, M.M., HEILBRON, M., ALMEIDA, J.C.H. & TROUW, R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London. Special Publications 294, 197-210.
- VINAGRE, R., TROUW, R. A. J., KUSSAMA, H., PETERNEL, R., MENDES, J. C., DUFFES, P. 2016. Superposition of structures in the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt in the region SW of Itajubá (MG), SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 46, 547-566.
- VINAGRE, R., TROUW, R. A. J., MENDES, J. C., DUFFES, P., PETERNEL, R., MATOS, G. 2014. New evidence of a magmatic arc in the southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 120-139.
- VINAGRE, 2014. O Batólito Serra da Água Limpa, Parte do Arco Magmático da Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional. Tese de doutorado.
- VLACH, S.R.F. 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: The Embú Terrane, Southeastern Brazil. In: Sernageomin,

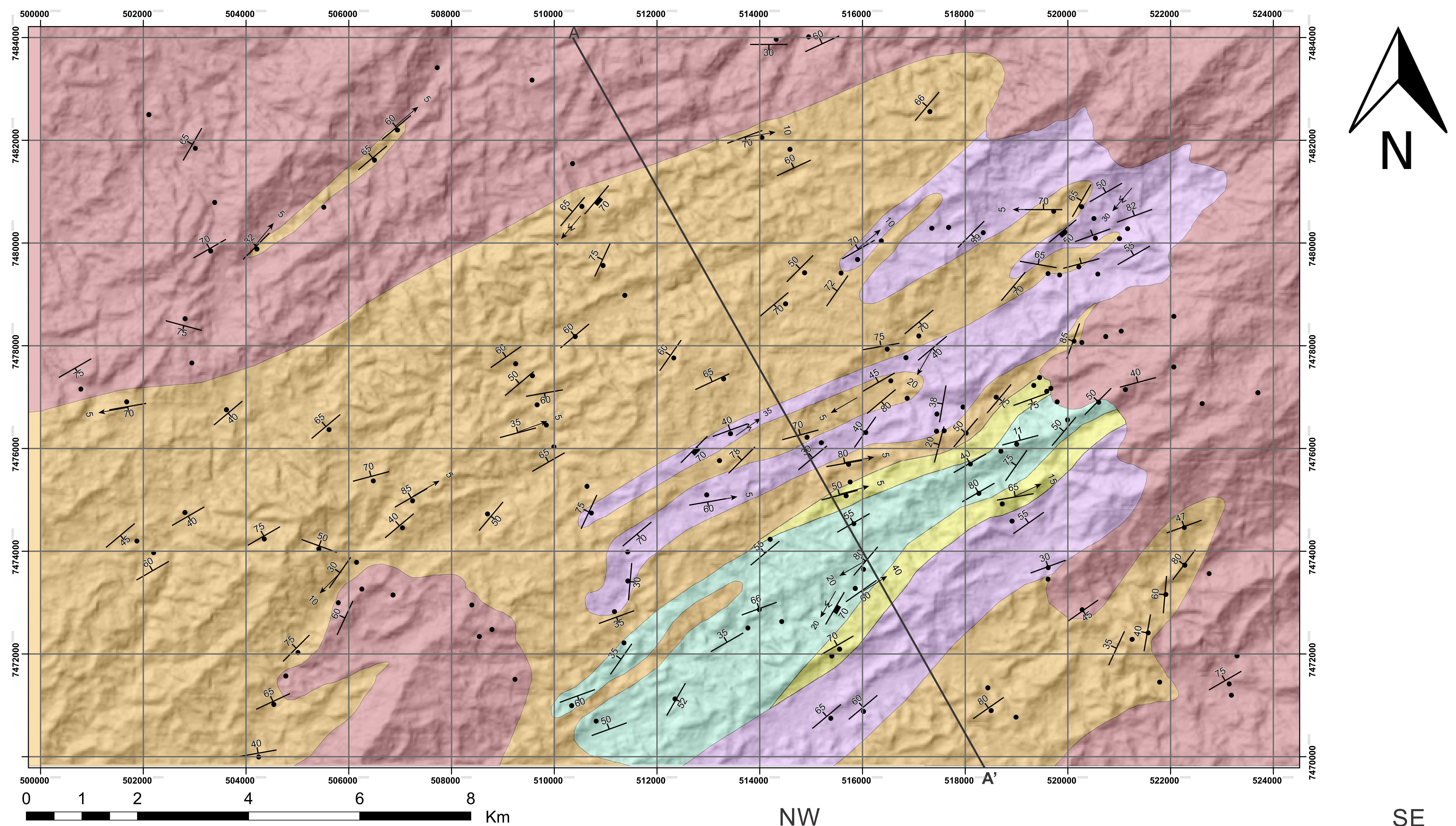
Simposio Sudamericano en Geología Isotópica, 3, Pucón, 2001. Extended Abstracts..., Pucón, pp. 265-268 (CD-ROM).

- WESTIN, A., CAMPOS NETO, M. C., HAWKESWORTH, C. J., CAWOOD, P. A., DHUIME, B., DELAVault, H. 2016. A Paleoproterozoic Intra-Arc Basin Associated With A Juvenile Source In The Southern Brasilia Orogen: Application Of U-Pb And Hf-Nd Isotopic Analyses To Provenance Studies Of Complex Areas. *Precambrian Research* 276, 178-193.
- YARDLEY B.W.D. 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. Longman Scientific & Technical, Essex. 248p.

Anexo I

Mapa geológico, de pontos e seção
geológica

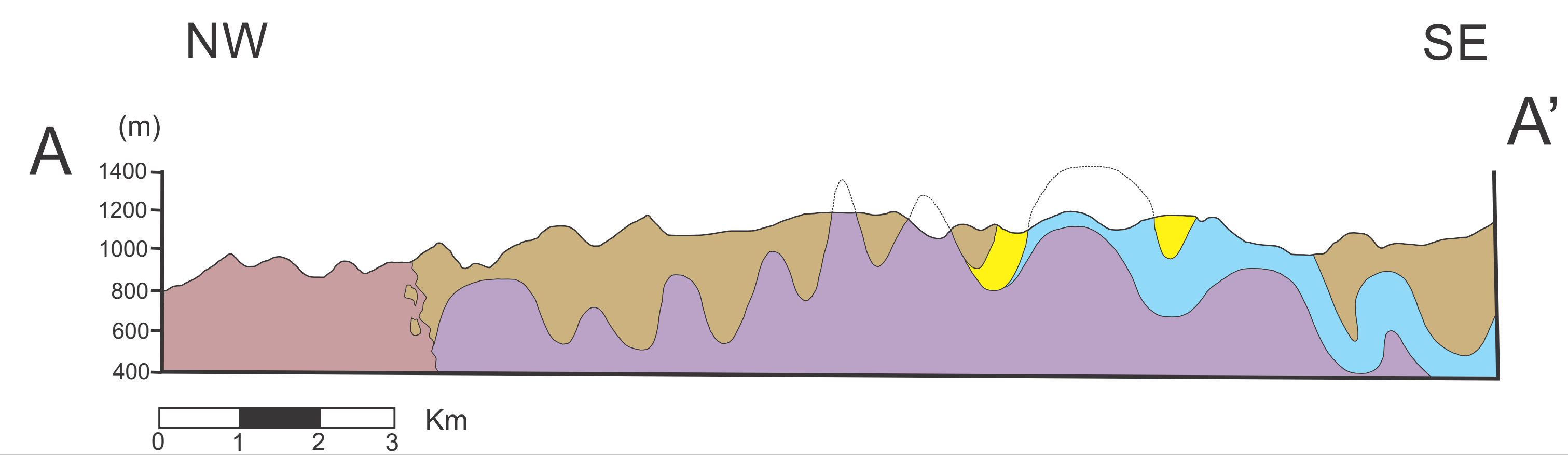
Mapa Geológico da Área de Campos de Cunha - SP



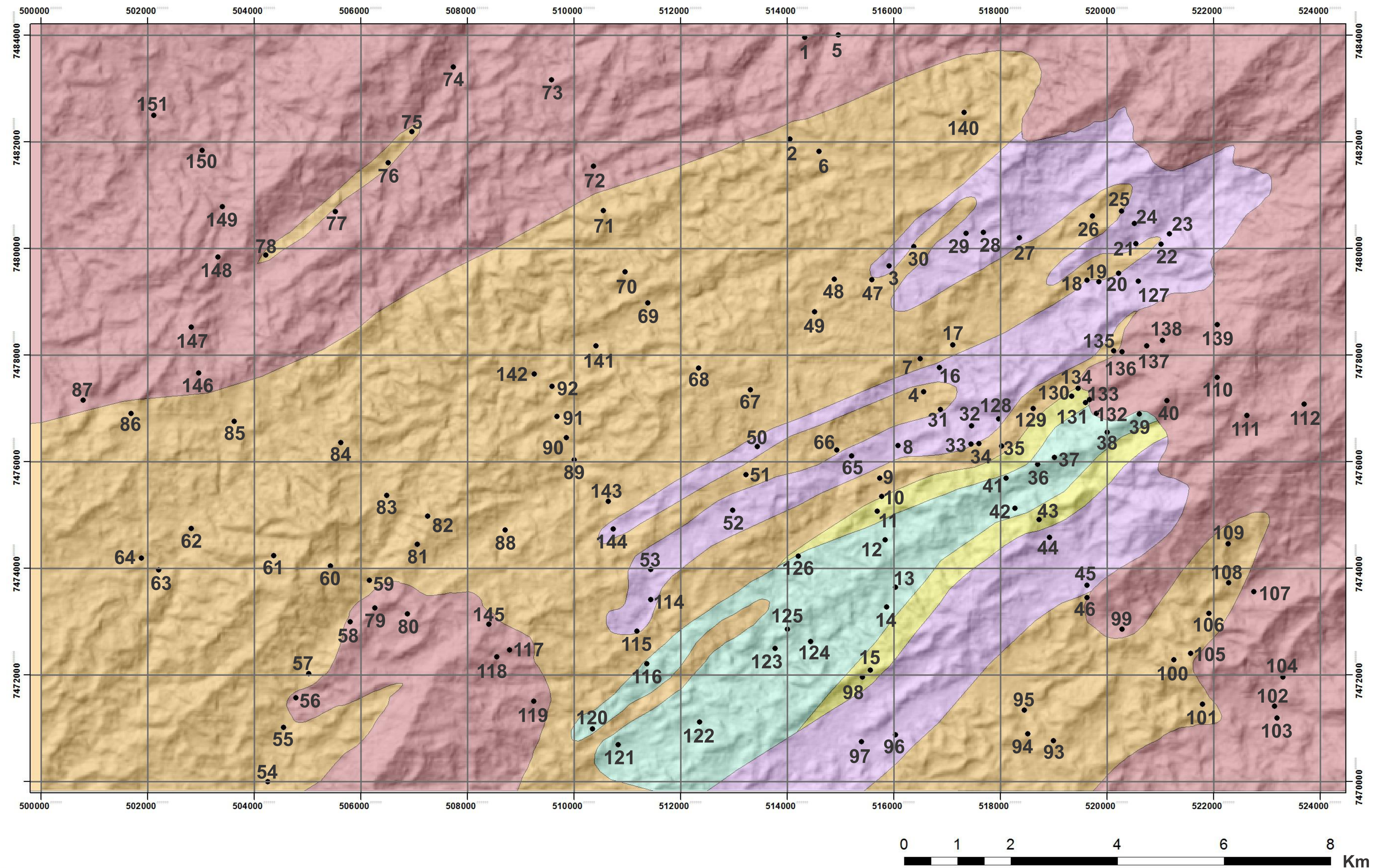
Autor: Arthur Távora de Mello Soares
Orientadores: Júlio Cezar Mendes
Rodrigo Vinagre

Legenda:

Unidade	Estruturas
Metagranitoide Porfíritico	Foliação
Xisto	Lineação de Estiramento
Quartzito	Plano Axial
Paragneisse	Eixo
Ortognaisses do embasamento	Discordância Litológica



Mapa de Pontos da Área de Campos de Cunha - SP



Legenda

Unidade

- Metagranitoide Porfírtico
- Xisto
- Quartzito
- Paragnaisse
- Ortognaisses do embasamento



Anexo II

Tabelas 1 e 2: dados de
geocronologia

Tabela 1 – Concordância 95 – 105%

Isot rat c														Idades (Ma)							
Spot number			Pb	Th	U	207Pb/ 1 s	206Pb/ 1 s	207Pb/ 1 s	206Pb/ 1 s	Rhod	206Pbe	1 s	206Pb/		207Pb/		207Pb/		%		
													238U	abs	235U	abs	206Pb	abs		Concf	
f 206a	ppm	ppm	ppm	Th/U	235U	[%]	238U	[%]					238U	abs	235U	abs	206Pb	abs			
CDC15/3N	MR	0,0010	170	30	484	0,06	6,7219	3,82	0,3792	3,64	0,95	0,1285	1,17	2073	75	2075	79	2078	24	100	
CDC15/4O	IR	0,0021	20	33	50	0,66	6,9077	6,30	0,3905	5,99	0,95	0,1283	1,95	2125	127	2100	132	2075	40	102	
CDC15/8M	C	0,0233	3	3	9	0,37	6,1532	18,68	0,3538	17,62	0,94	0,1261	6,21	1953	344	1998	373	2045	127	96	
CDC15/1G	C	0,0002	#DIV/0!	49	256	0,19	5,8701	5,87	0,3444	3,31	0,56	0,1236	4,85	1908	63	1957	115	2009	97	95	
CDC15/6J	C	0,0008	122	97	314	0,31	6,3065	3,27	0,3706	3,11	0,95	0,1234	1,02	2032	63	2019	66	2006	20	101	
CDC15/6S	C	0,0060	19	22	46	0,48	6,3606	5,97	0,3761	5,65	0,95	0,1226	1,94	2058	116	2027	121	1995	39	103	
CDC15/9D	C	0,0009	167	266	435	0,61	6,0964	8,97	0,3610	8,91	0,99	0,1225	1,05	1987	177	1990	179	1993	21	100	
CDC15/8E	IR	0,0230	8	17	22	0,79	6,3012	14,92	0,3778	14,23	0,95	0,1210	4,51	2066	294	2019	301	1971	89	105	
CDC15/1E	MR	0,0014	75	89	211	0,42	5,9145	5,52	0,3560	5,36	0,97	0,1205	1,35	1963	105	1963	108	1964	27	100	
CDC15/4W	C	0,0012	107	147	257	0,57	5,8951	4,00	0,3571	3,74	0,93	0,1197	1,43	1969	74	1961	78	1952	28	101	
CDC15/3W	IR	0,0023	89	130	238	0,55	5,7659	4,24	0,3513	3,84	0,91	0,1190	1,79	1941	75	1941	82	1942	35	100	
CDC15/5I	C	0,0011	47	56	114	0,49	5,8702	7,49	0,3603	6,46	0,86	0,1182	3,79	1984	128	1957	147	1929	73	103	
CDC15/4I	IR	0,0005	111	86	324	0,27	5,8074	7,66	0,3599	7,22	0,94	0,1170	2,57	1982	143	1948	149	1911	49	104	
CDC15/1K	C	0,0035	23	47	63	0,76	5,6290	7,25	0,3513	7,02	0,97	0,1162	1,82	1941	136	1921	139	1899	34	102	
CDC15/5A	C	0,0011	127	355	292	1,22	5,7585	5,09	0,3604	4,89	0,96	0,1159	1,39	1984	97	1940	99	1894	26	105	
CDC15/3D	C	0,0026	66	110	145	0,76	5,7561	4,42	0,3605	4,24	0,96	0,1158	1,25	1985	84	1940	86	1892	24	105	
CDC15/1I	C	0,0024	31	61	78	0,78	5,3773	7,86	0,3406	7,48	0,95	0,1145	2,43	1890	141	1881	148	1872	46	101	
CDC15/3P	C	0,0108	8	17	25	0,67	5,2796	8,92	0,3354	8,54	0,96	0,1142	2,58	1865	159	1866	166	1867	48	100	
CDC15/2N	MR	0,0075	16	28	45	0,63	5,1437	10,64	0,3274	10,43	0,98	0,1140	2,09	1826	190	1843	196	1863	39	98	
CDC15/5E	C	0,0072	15	41	44	0,94	4,7096	8,57	0,3066	8,34	0,97	0,1114	1,99	1724	144	1769	152	1822	36	95	
CDC15/6Q	C	0,0017	55	71	173	0,41	4,7196	3,65	0,3109	3,44	0,94	0,1101	1,23	1745	60	1771	65	1801	22	97	

CDC15/7Q	IR	0,0071	14	33	36	0,94	4,8786	7,62	0,3242	7,31	0,96	0,1091	2,13	1810	132	1799	137	1785	38	101
CDC15/4S	C	0,0075	27	31	90	0,35	4,6254	5,93	0,3097	4,56	0,77	0,1083	3,78	1739	79	1754	104	1771	67	98
CDC15/4E	IR	0,0095	11	25	36	0,68	4,4573	11,97	0,2986	11,53	0,96	0,1083	3,22	1684	194	1723	206	1771	57	95
CDC15/7I	C	0,0009	65	88	155	0,57	4,8109	14,79	0,3238	14,31	0,97	0,1078	3,75	1808	259	1787	264	1762	66	103
CDC15/9S	C	0,0016	75	143	217	0,66	4,5885	5,49	0,3091	5,32	0,97	0,1077	1,37	1736	92	1747	96	1760	24	99
CDC15/1B	C	0,0093	21	38	53	0,72	4,8681	12,93	0,3292	9,01	0,70	0,1072	9,28	1835	165	1797	232	1753	163	105
CDC15/9T	C	0,0359	3	5	10	0,52	4,5018	16,70	0,3061	14,16	0,85	0,1067	8,85	1721	244	1731	289	1743	154	99
CDC15/4U	C	0,0037	34	68	96	0,70	4,8072	7,70	0,3283	7,23	0,94	0,1062	2,65	1830	132	1786	138	1735	46	105
CDC15/4K	C	0,0156	7	16	23	0,69	4,3840	12,01	0,3039	10,78	0,90	0,1046	5,29	1710	184	1709	205	1708	90	100
CDC15/9A	C	0,0110	8	21	26	0,79	4,2653	10,79	0,2966	10,07	0,93	0,1043	3,88	1674	169	1687	182	1702	66	98
CDC15/4T	C	0,0014	75	79	246	0,32	4,5688	3,83	0,3181	3,45	0,90	0,1042	1,66	1781	61	1744	67	1700	28	105
CDC15/7F	MR	0,0385	6	5	27	0,18	3,9681	21,88	0,2801	21,18	0,97	0,1027	5,46	1592	337	1628	356	1674	91	95
CDC15/5S	IR	0,0035	30	37	128	0,29	3,8511	12,55	0,2830	6,37	0,51	0,0987	10,82	1606	102	1603	201	1600	173	100
CDC15/2T	C	0,0071	14	42	52	0,81	3,5591	9,83	0,2631	8,63	0,88	0,0981	4,70	1506	130	1540	151	1589	75	95
CDC15/6C	MR	0,0041	24	29	85	0,34	3,7069	16,83	0,2800	16,52	0,98	0,0960	3,23	1592	263	1573	265	1548	50	103
CDC15/9I	C	#DIV/0!	#DIV/0!	42	64	0,66	3,3116	10,60	0,2531	8,23	0,78	0,0949	6,68	1455	120	1484	157	1526	102	95
CDC15/8S	C	0,0026	41	79	131	0,60	3,4396	3,69	0,2637	3,34	0,91	0,0946	1,55	1509	50	1513	56	1520	24	99
CDC15/7H	MR	0,0006	43	110	193	0,57	3,6345	14,56	0,2799	10,12	0,70	0,0942	10,47	1591	161	1557	227	1512	158	105
CDC15/8J	C	0,0029	55	140	201	0,70	3,2001	5,26	0,2485	4,87	0,92	0,0934	2,01	1431	70	1457	77	1496	30	96
CDC15/4V	MR	0,0046	17	29	72	0,40	3,2873	7,88	0,2575	7,29	0,93	0,0926	2,99	1477	108	1478	116	1479	44	100
CDC15/9P	C	0,0056	19	4	87	0,05	3,2293	10,33	0,2580	9,93	0,96	0,0908	2,85	1479	147	1464	151	1442	41	103
CDC15/3O	MR	0,0013	64	98	300	0,33	2,8569	6,71	0,2314	5,79	0,86	0,0896	3,38	1342	78	1371	92	1416	48	95
CDC15/4D	MR	0,0009	101	11	398	0,03	3,0710	5,85	0,2496	5,67	0,97	0,0892	1,45	1437	81	1425	83	1409	20	102
CDC15/7J	MR	0,0012	57	56	258	0,22	2,9611	7,80	0,2442	6,79	0,87	0,0880	3,83	1408	96	1398	109	1381	53	102
CDC15/2P	MR	0,0028	33	7	175	0,04	2,4342	6,44	0,2102	6,30	0,98	0,0840	1,32	1230	77	1253	81	1292	17	95
CDC15/6M	C	0,0134	7	14	28	0,49	2,4418	9,40	0,2171	7,81	0,83	0,0816	5,23	1267	99	1255	118	1235	65	103
CDC15/7S	MR	0,0023	37	45	215	0,21	2,1771	6,69	0,1961	5,25	0,78	0,0805	4,16	1154	61	1174	79	1210	50	95

CDC15/2R	MR	0,0006	175	286	719	0,40	2,3766	3,40	0,2142	3,19	0,94	0,0805	1,18	1251	40	1236	42	1208	14	104
CDC15/6F	C	0,0107	13	11	84	0,13	2,1066	9,50	0,1913	9,15	0,96	0,0799	2,56	1128	103	1151	109	1194	31	95
CDC15/1L	MR	0,0041	27	29	139	0,21	2,2261	9,55	0,2025	9,32	0,98	0,0797	2,09	1189	111	1189	114	1190	25	100
CDC15/2I	MR	0,0024	104	383	544	0,70	2,2448	7,19	0,2053	6,08	0,85	0,0793	3,84	1204	73	1195	86	1180	45	102
CDC15/9K	C	0,0029	15	31	64	0,48	2,2212	5,70	0,2043	5,03	0,88	0,0789	2,69	1198	60	1188	68	1169	31	103
CDC15/1V	C	0,0020	43	108	185	0,58	2,0783	4,20	0,1935	3,28	0,78	0,0779	2,63	1140	37	1142	48	1144	30	100
CDC15/3I	C	0,0013	41	132	189	0,70	1,9101	5,66	0,1828	5,14	0,91	0,0758	2,36	1082	56	1085	61	1090	26	99
CDC15/3V	C	0,0289	5	14	29	0,46	1,7920	18,56	0,1773	13,83	0,75	0,0733	12,37	1052	145	1043	193	1023	127	103
CDC15/6R	MR	0,0028	37	41	269	0,15	1,5497	11,66	0,1565	5,37	0,46	0,0718	10,35	937	50	950	111	981	102	96
CDC15/7W	MR	0,0026	42	43	241	0,18	1,5995	13,51	0,1642	10,40	0,77	0,0706	8,62	980	102	970	131	947	82	104
CDC15/1Q	MR	0,0125	11	9	87	0,11	1,3314	6,42	0,1415	5,62	0,88	0,0683	3,09	853	48	859	55	876	27	97
CDC15/8V	MR	0,0050	15	53	108	0,49	1,3156	6,97	0,1412	4,75	0,68	0,0676	5,10	852	40	853	59	855	44	100

Tabela 2 – 90 - 95 e 105 - 110% de concordância

Spot number		Isot rat c											Idades (Ma)								%	
		Pb	Th	U	207Pb/		1 s	206Pb/		1 s	207Pb/		1 s	206Pb/		1 s	207Pb/		1 s	207Pb/		1 s
					f 206a	ppm		ppm	ppm		Th/U	235U		[%]	238U		[%]	Rhod				
CDC15/1P	C	0,0054	18	35	39	0,90	7,7151	5,68	0,4218	5,43	0,96	0,1326	1,64	2269	123	2198	125	2133	35	106		
CDC15/5R	C	0,0036	33	22	62	0,35	7,5235	13,94	0,4177	13,81	0,99	0,1306	1,90	2250	311	2176	303	2106	40	107		
CDC15/4N	IR	0,0054	32	37	71	0,52	7,6707	9,64	0,4261	9,49	0,98	0,1306	1,72	2288	217	2193	211	2106	36	109		
CDC15/4R	MR	0,0014	59	36	133	0,27	7,2827	5,25	0,4083	5,15	0,98	0,1294	1,00	2207	114	2147	113	2089	21	106		
CDC15/2S	C	0,0029	34	37	77	0,49	5,8327	8,34	0,3356	8,20	0,98	0,1260	1,54	1866	153	1951	163	2043	31	91		
CDC15/7D	C	0,0013	106	91	237	0,38	7,1167	6,18	0,4135	6,06	0,98	0,1248	1,23	2231	135	2126	131	2026	25	110		
CDC15/2L	MR	0,0039	31	3	85	0,03	6,6111	8,23	0,3943	7,89	0,96	0,1216	2,33	2143	169	2061	170	1980	46	108		
CDC15/2F	C	0,0030	51	61	128	0,48	6,2756	4,63	0,3814	4,45	0,96	0,1193	1,26	2083	93	2015	93	1946	25	107		
CDC15/5P	C	0,0143	5	8	19	0,45	5,2517	11,45	0,3234	10,46	0,91	0,1178	4,65	1806	189	1861	213	1923	89	94		
CDC15/3L	C	0,0037	26	5	98	0,05	5,0128	10,66	0,3130	10,37	0,97	0,1161	2,45	1756	182	1821	194	1898	47	93		
CDC15/7R	C	0,0019	67	108	161	0,67	5,7862	4,44	0,3632	4,30	0,97	0,1156	1,10	1997	86	1944	86	1889	21	106		
CDC15/2Q	C	0,0118	9	25	24	1,05	5,8394	9,08	0,3665	8,61	0,95	0,1155	2,87	2013	173	1952	177	1888	54	107		
CDC15/1N	C	0,0123	17	36	45	0,79	5,7587	13,13	0,3621	5,30	0,40	0,1153	12,02	1992	106	1940	255	1885	227	106		
CDC15/7E	C	0,0193	11	24	29	0,83	5,7857	8,84	0,3667	7,93	0,90	0,1144	3,90	2014	160	1944	172	1871	73	108		
CDC15/9F	MR	0,0210	6	12	19	0,63	5,6248	13,82	0,3649	13,45	0,97	0,1118	3,18	2005	270	1920	265	1829	58	110		
CDC15/2E	C	0,0090	21	41	54	0,76	5,5466	8,30	0,3629	8,11	0,98	0,1108	1,78	1996	162	1908	158	1813	32	110		
CDC15/3S	IR	0,0050	26	81	55	1,48	5,3150	5,14	0,3481	4,86	0,95	0,1107	1,67	1926	94	1871	96	1811	30	106		
CDC15/1A	C	0,0043	39	103	103	0,99	5,4971	6,53	0,3602	6,27	0,96	0,1107	1,82	1983	124	1900	124	1811	33	110		
CDC15/9W	IR	0,0008	139	205	332	0,62	4,5352	4,62	0,2976	4,37	0,95	0,1105	1,49	1680	73	1737	80	1808	27	93		
CDC15/8H	C	0,0002	167	751	394	1,90	4,5296	6,54	0,2999	6,15	0,94	0,1095	2,23	1691	104	1736	114	1792	40	94		
CDC15/5O	IR	0,0015	30	39	91	0,43	5,1512	10,07	0,3451	9,90	0,98	0,1082	1,82	1911	189	1845	186	1770	32	108		

CDC15/4J	C	0,0054	47	83	186	0,45	4,1635	11,90	0,2812	4,43	0,37	0,1074	11,04	1598	71	1667	198	1755	194	91
CDC15/9J	IR	0,0072	19	47	54	0,87	4,9030	7,15	0,3345	5,79	0,81	0,1063	4,21	1860	108	1803	129	1737	73	107
CDC15/3T	MR	0,0020	82	62	366	0,17	3,4709	8,19	0,2523	7,88	0,96	0,0998	2,25	1450	114	1521	125	1620	36	90
CDC15/6O	IR	0,0068	12	23	54	0,42	3,4987	10,65	0,2580	8,56	0,80	0,0984	6,33	1479	127	1527	163	1593	101	93
CDC15/9Q	IR	0,0033	47	88	178	0,49	3,1681	8,40	0,2437	8,24	0,98	0,0943	1,63	1406	116	1449	122	1514	25	93
CDC15/6D	IR	0,0015	75	92	280	0,33	3,0803	5,28	0,2402	5,04	0,95	0,0930	1,59	1388	70	1428	75	1488	24	93
CDC15/1R	C	0,0016	102	323	351	0,92	3,4732	5,40	0,2741	4,64	0,86	0,0919	2,77	1561	72	1521	82	1466	41	107
CDC15/5J	IR	0,0017	49	42	263	0,16	2,8009	15,64	0,2276	10,11	0,65	0,0892	11,93	1322	134	1356	212	1409	168	94
CDC15/2U	MR	0,0386	2	3	13	0,22	2,4566	17,18	0,2074	14,41	0,84	0,0859	9,34	1215	175	1259	216	1336	125	91
CDC15/5M	MR	0,0462	2	4	11	0,32	2,4120	21,25	0,2056	16,38	0,77	0,0851	13,54	1205	197	1246	265	1318	178	91
CDC15/3M	MR	0,0020	75	144	416	0,35	2,0785	6,84	0,1871	6,61	0,97	0,0806	1,76	1106	73	1142	78	1211	21	91
CDC15/5N	MR	0,0022	60	112	284	0,40	2,0197	3,10	0,1825	2,30	0,74	0,0803	2,08	1081	25	1122	35	1203	25	90
CDC15/3R	C	0,0005	118	185	520	0,36	2,4199	3,51	0,2188	3,32	0,95	0,0802	1,14	1276	42	1249	44	1202	14	106
CDC15/9R	C	0,0042	26	65	100	0,65	2,4856	4,54	0,2258	3,83	0,84	0,0798	2,43	1312	50	1268	58	1193	29	110
CDC15/8T	C	0,0277	4	7	21	0,36	2,2085	17,64	0,2066	16,18	0,92	0,0775	7,03	1211	196	1184	209	1135	80	107
CDC15/7N	MR	0,0049	42	43	274	0,16	1,8382	9,79	0,1742	9,16	0,94	0,0765	3,46	1035	95	1059	104	1109	38	93
CDC15/1W	IR	0,0101	18	20	125	0,16	1,5853	11,14	0,1577	10,04	0,90	0,0729	4,83	944	95	964	107	1011	49	93
CDC15/2W	C	0,0050	24	59	161	0,37	1,5446	6,29	0,1544	5,58	0,89	0,0725	2,91	926	52	948	60	1001	29	93
CDC15/3B	C	0,0069	17	21	90	0,24	1,6956	11,02	0,1731	9,19	0,83	0,0710	6,09	1029	95	1007	111	959	58	107
CDC15/8B	MR	3,9335	26	20	183	0,11	1,1612	9,62	0,1256	8,02	0,83	0,0671	5,30	763	61	783	75	840	44	91
CDC15/4L	MR	0,0276	4	3	32	0,09	1,1400	16,86	0,1296	12,56	0,75	0,0638	11,25	786	99	772	130	734	83	107
CDC15/3H	MR	0,0012	29	8	261	0,03	0,8848	5,21	0,1029	4,25	0,82	0,0624	3,02	631	27	644	34	687	21	92
CDC15/3F	MR	0,0163	8	15	75	0,21	1,0206	8,35	0,1188	7,12	0,85	0,0623	4,36	724	52	714	60	684	30	106